

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“MODELAMIENTO DE LAS PRECIPITACIONES EN LA CUENCA
DEL RÍO CAÑETE CON EL MODELO WEATHER RESEARCH AND
FORECASTING (WRF)”**

Presentada por:

ALEN ARTURO DIOSES AVELLANEDA

Tesis para optar el título profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima - Perú

2020

La UNALM es la titular de los derechos patrimoniales de la presente investigación

(Art. 24. Reglamento de Propiedad Intelectual)

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“MODELAMIENTO DE LAS PRECIPITACIONES EN LA CUENCA
DEL RÍO CAÑETE CON EL MODELO WEATHER RESEARCH AND
FORECASTING (WRF)”**

Presentada por:

ALEN ARTURO DIOSES AVELLANEDA

Tesis para optar el título profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Alessandri Canchoa Quispe
PRESIDENTE

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro
MIEMBRO

Ing. Franklin Delio Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Jerónimo García Villanueva
ASESOR

DEDICATORIA

A mis padres por su constante apoyo, cariño y confianza depositada en mí a lo largo de todos estos años. A mis hermanos por ser mis modelos a seguir y ser mis motivos de superación constante.

AGRADECIMIENTO

En esta investigación fue realizada gracias al apoyo del profesor Jerónimo García Villanueva, quien no perdió la fe en mí y continuó brindándome su guía y tutela a pesar de los inconvenientes encontrados. A mis compañeros de la carrera de Meteorología, aquellos con quienes pasé cinco años magníficos de mi vida, y aquellos a quienes fui conociendo en el camino.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	vii
ABSTRACT	viii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1 ZONA DE ESTUDIO	3
2.1.1 Fisiografía	3
2.1.2 Geología.....	4
2.1.3 Condiciones climáticas.....	6
2.2 DESCRIPCIÓN DEL MODELO CLIMÁTICO REGIONAL (RCM)	12
2.2.1 Modelo numérico	12
2.2.2 WRF.....	12
2.2.3 Coordenadas verticales.....	13
2.2.4 Ecuaciones gobernantes	14
2.2.5 Condiciones iniciales y de frontera	18
2.2.6 Componentes del wrf	18
2.2.7 Anidamiento del WRF	21
2.3 ESQUEMAS DE PARAMETRIZACIONES FÍSICAS	23
2.3.1 Microfísica	24
2.3.2 Parametrización de cumulus Kain-Fritsch	27
2.3.3. Modelo de superficie de tierra (LSM).....	30
2.3.4 Capa limite planetaria (PBL)	32
III. METODOLOGÍA	35
3.1 DATOS	35
3.1.1 Estaciones meteorológicas	35
3.1.2 Condiciones iniciales del modelo.....	36
3.2 MÉTODOS	37
3.2.1 Determinación del esquema que mejor representa las precipitaciones en la cuenca de estudio	39
3.2.2 Identificación de la dinámica bajo la cual el modelo simula las precipitaciones.....	42
IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	44

4.1 DETERMINACIÓN DEL ESQUEMA DE PARAMETRIZACIÓN QUE MEJOR REPRESENTA LAS PRECIPITACIONES	44
4.1.1 EVALUACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN COMO UNA VARIABLE.....	44
BINARIA	44
4.1.2 Evaluación de los esquemas de manera cuantitativa.....	47
4.1.3 Evaluación de la precipitación acumulada durante todos los periodos.....	49
4.2 IDENTIFICAR LA DINÁMICA BAJO LA CUAL EL WRF SIMULA LAS PRECIPITACIONES	53
V. CONCLUSIONES	61
VI. RECOMENDACIONES	62
VII. BIBLIOGRAFÍA	63
VIII. ANEXOS	67

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Límites geográficos de la cuenca	3
Tabla 2: Unidades Fisiográficas en la Cuenca del Río Cañete.....	3
Tabla 3: Estaciones pluviométricas.....	35
Tabla 4: Características principales de los dominios.	38
Tabla 5: Esquemas de parametrización de los diferentes experimentos	39
Tabla 6: Estadísticos de la verificación de los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando todas las estaciones.	44
Tabla 7: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2011.....	45
Tabla 8: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2014.....	46
Tabla 9: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2016.....	46
Tabla 10: Estadísticos cuantitativos para los 3 dominios y todos los experimentos.	47
Tabla 11: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2011	48
Tabla 12: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2014	48
Tabla 13: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2016	48

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representación esquemática de los patrones de circulación sobre los Andes Centrales, en un corte vertical del Altiplano, para (a) episodios lluviosos y (b) episodios secos.	7
Figura 2: (a) Verano (DEF), OLR media climatológica y vientos a 200 hPa. Coloración ligera, media y oscura indican OLR valores inferiores a 230, 220 y 210 W/m ² , respectivamente. La línea discontinua, representa las montañas de los Andes. (b) Como en (a) pero con vientos a 850 hPa.....	8
Figura 3: Perfiles medios de la relación de mezcla para el verano (DEF) en 20°S, 72°W (este del Pacífico, EP), y 20°S, 60°W (Cuenca Amazónica, AM). Las líneas horizontales indican ± 1 la desviación estándar del perfil correspondiente. Los datos proceden del reanálisis NCEP-NCAR.	9
Figura 4: Distribución temporal de las precipitaciones en toda la cuenca del Cañete.	10
Figura 5: Mapa de Isoyetas de la precipitación acumulada anual en la cuenca del río Cañete.	11
Figura 6: Coordenadas η del ARW. Fuente Skamarock et al. 2008.....	14
Figura 7: Rutinas del WPS, pre-procesamiento. Fuente: ARW, Version 3 Modeling System User's Guide.....	20
Figura 8: Diagrama de flujo de uso del modelo, pre-procesamiento y ejecución del modelo WRF ARW.....	21
Figura 9: Anidamiento en el WRF, considerando el dominio padre, se llega hasta el nivel 2.....	22
Figura 10: Formas correctas de presentación de los dominios anidados.....	22
Figura 11: Escalonamiento de cuadrícula de Arakawa-C para una zona del dominio padre y un dominio anidado, con un radio de grilla de 3:1.....	23
Figura 12: Diagrama de flujo que muestra el comportamiento del esquema microfísico.....	27
Figura 13: Mapa de ubicación de las estaciones pluviométricas.....	36
Figura 14: Dominios usados en las simulaciones.....	38
Figura 15: Tabla de contingencia.	40
Figura 16: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Tanta, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso2 Morrison...	50
Figura 17: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Carania, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso2 Morrison...	51
Figura 18: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Yauyos, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso2 Morrison...	52

Figura 19: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Huangascar, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso2 Morrison.....	53
Figura 20: Líneas de corriente y divergencia a nivel de 200 hPa. Datos procesados de FNL para un promedio desde el 25 de diciembre 2015 al 15 de enero del 2016, periodo en la cual la ausencia de precipitaciones fue muy marcada.	54
Figura 21: Precipitación acumulada durante enero del 2016 utilizando los datos del tercer dominio con el esquema de control (Thompson) a 3km.	55
Figura 22: Flujo de viento a nivel de 500 hPa usando los resultados de tercer dominio (3km).....	56
Figura 23: Flujo de viento a nivel de 200 hPa usando los resultados de tercer dominio (3km).....	57
Figura 24: Relación de mezcla y flujo de viento en niveles medios.	58
Figura 25: Líneas de corriente y divergencia a nivel de 200 hPa. Datos procesados de FNL para un promedio desde el 05 al 15 de marzo del 2014.	59
Figura 26: Flujo de viento a nivel de 500 hPa usando los resultados de tercer dominio	60
Figura 27: Flujo de viento a nivel de 200 hPa usando los resultados de tercer dominio	60

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Datos Mensuales de la estación Yauyos.....	68
Anexo 2: Datos Mensuales de la estación Huangascar	69
Anexo 3: Datos Mensuales de la estación San Pedro de Pilas	70
Anexo 4: Datos Mensuales de la estación Huarochirí.....	71
Anexo 5: Datos Mensuales de la estación Huañec	72
Anexo 6: Datos Mensuales de la estación Ayaviri.....	73
Anexo 7: Datos Mensuales de la estación Vilca	74
Anexo 8: Datos Mensuales de la estación Carania.....	75
Anexo 9: Datos Mensuales de la estación Tanta.....	76
Anexo 10: Datos Mensuales de la estación Yauricocha.....	77
Anexo 11: Precipitación media del periodo 2011 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.	78
Anexo 12: Precipitación media del periodo 2014 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.	79
Anexo 13: Precipitación media del periodo 2016 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.	80

RESUMEN

La presente investigación se enfoca en estudiar el performance del modelo Weather Research and Forecasting (WRF) al simular las precipitaciones en la cuenca del río Cañete. Para ello se utilizaron 3 configuraciones donde solamente se varió la parametrización de microfísica. Una simulación de control la cual usa el esquema de Thompson y los casos a comparar utilizan Morrison y Lin (Purdue). Asimismo se escogió el periodo diciembre-marzo de 3 temporadas de lluvias: un año con lluvia por encima de lo normal (2010-2011), otro dentro de lo normal (2013-2014) y finalmente una temporada deficiente (2015-2016). Para las condiciones iniciales y de frontera se utilizaron los datos de reanálisis del National Center for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL), las corridas del modelos se hicieron utilizando 3 dominios anidados (27, 9 y 3 km). Para la validación se utilizó la información de estaciones convencionales del Servicio Nacional de meteorología e Hidrología (SENAMHI). Los resultados indicaron que el esquema de parametrización que mejor representa las lluvias en la cuenca es el esquema de Morrison. Asimismo, se observa que todas las parametrizaciones mejoran considerablemente en los dominios de 9 km y 3 km, mientras que las simulaciones del periodo diciembre 2010 – marzo 2011 tuvieron los estadísticos más bajo, posiblemente debido a que en este año la data de entrada contaba con menos niveles de presión. Al evaluar la dinámica bajo la cual se observó que cuando el modelo simula episodios lluviosos el flujo de vientos proviene de la amazonia lo cual promueve el ingreso de humedad a la cuenca, la relación de mezcla es mayor a 7 g/kg en niveles medio y altos de la atmosfera, en niveles medios predomina la convergencia mientras que en niveles altos divergencia. En los episodios secos la relación de mezcla no supera el umbral antes mencionado, el flujo de vientos es proveniente de Pacífico, lo cual no aporta la suficiente humedad para la generación de lluvias. Finalmente, el modelo representó muy bien los pequeños periodos secos y retraso del inicio de la temporada de lluvias.

Palabras clave: WRF, parametrizaciones, anidamiento, temporada de lluvia, periodos secos.

ABSTRACT

This research focuses on studying the performance of the model Weather Research and Forecasting (WRF) to simulate the precipitation on the basin of Cañete. For this purpose three simulations were made where the only change was the microphysics parametrization. One simulation used Thompson scheme the other cases used Morrison and Lin (Purdue). Also a period between December to March was picked from the rainy seasons, the first above the normal (2010-2011), the second within the normal (2013-2014) and the last one below the normal (2015-2016). For initial and boundary conditions data from National Center for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL) were used, the model runs were configured with 3 nested domains (27, 9 y 3 km). In order to validate data from conventional stations of Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) was used. The results showed that the Morrison scheme had the best performance simulating the precipitation along the basin. Likewise, all the scheme improve considerably in the domains of 9 km and 3 km, the simulations for the rainy season above the normal got the lowest results of the statistics analyzed in this research maybe due to the lack of pressure levels. In the analyses of the dynamics where the model simulates the precipitation, it was observed that when the model simulates rain the air flows from the forest region so this ingest wet air to the basin, mix ratio is more than 7g/kg in mid an high levels of the atmosphere, in mid-levels convection predominates and divergence in high levels. In the dry cases, mix rate is lower than the umbral mention above, air flows are from the Pacific Ocean which does not provide enough humidity for the generation of rainfall. Finally, the model represented well the dry periods and the delay of the rainy season.

Keywords: WRF, parametrizations, nesting rainy season, dry periods.

I. INTRODUCCIÓN

Según el cuarto informe Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) el cambio climático está afectando la frecuencia e intensidad de muchos eventos extremos, los cuales pueden ser inundaciones, sequías, tormentas, etc. Debido a esto surge la necesidad de adaptarnos oportunamente a este tipo de eventos. Este cambio se ha presentado desde la segunda mitad del siglo XX (Marengo, 2010).

Un pronóstico acertado es la meta de muchos científicos. Sin embargo, con la gran variedad de circulaciones de aire a diferentes escalas presentes en la atmósfera, diferentes componentes de la superficie y el hecho que la cantidad de vapor de agua varía considerablemente en el espacio y tiempo, está más que claro que las interacciones entre la tierra y la atmósfera son bastante complejas. A esto se le suma que los patrones del tiempo son muy cambiantes y muchas veces no son observados correctamente, en especial en nuestro país donde la red de estaciones meteorológicas no es suficiente para capturar todos los microclimas debido a nuestra compleja topografía y otros factores.

Los meteorólogos alrededor del mundo siempre han querido simular el estado de la atmósfera de tal manera que sea muy parecido a las observaciones de los próximos días. Las ecuaciones físicas que gobiernan el comportamiento de los fluidos se conocen desde hace más de 100 años. Por lo tanto, los meteorólogos podrían ser capaces de resolver las ecuaciones para obtener los pronósticos del tiempo, pero solo en los últimos 60 años, aunque con imperfecciones, han podido simular estos procesos. Incluso hoy en día eventos como precipitaciones fuertes, nieve, tormentas locales son pobremente pronosticadas por los modelos numéricos operacionales de tiempo (Roebber and Bosart, 1998).

El agua es un elemento de vital importancia en la vida humana, este recurso no es abundante en las cuencas del pacifico, por lo que poder modelar las precipitaciones de una manera adecuada, a pesar de lo complejo que esto pueda ser, permite hacer un buen uso de este recurso. El agua de los ríos en muchas cuencas no son solo usadas para la agricultura, ganadería o uso doméstico, esta también es usada para la generación de energía. La energía

proveniente de centrales hidroeléctricas es una fuente limpia de energía que ayuda al desarrollo del país.

Por todo lo antes mencionado es que en este trabajo se pretende modelar las precipitaciones sobre la cuenca del río Cañete. Un oportuno y acertado pronóstico de las precipitaciones permitirá prevenir desastres tales como, deslizamientos, huaycos, desbordes de ríos, etc.

La presente investigación tiene en consideración las investigaciones hechas anteriormente en los andes centrales de manera que se mantenga la continuidad y se pueda comprender cada vez mejor los procesos físicos que ocurren en nuestra accidentada geografía. Para esto se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Determinar el esquema de parametrización que mejor simula las precipitaciones en la cuenca del río Cañete.
- Identificar la dinámica bajo la cual el modelo WRF simula la precipitación.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 ZONA DE ESTUDIO

La cuenca del río Cañete, está situada en la costa central del Perú, en la vertiente del Pacífico y formando parte del departamento de Lima.

El río Cañete tiene sus orígenes en las alturas de la laguna de Ticllacocha, sobre los 4600 msnm., desde donde inicia un sinuoso recorrido en dirección sur hasta la comunidad de Catahuasi, luego del cual cambia de dirección al oeste, para descender a las estribaciones andinas de Zúñiga, Pacarán y Lunahuaná, donde el valle se amplía hasta la ciudad de Cañete

Tabla 1: Límites geográficos de la cuenca

Latitud Norte-Sur	13°18'55"S - 11°58'19"S
Longitud Este-Oeste	76°30'46"W - 75°30'26"W
Variación Altitudinal	0 - 5800 m

2.1.1 Fisiografía

En la cuenca del Cañete se presentan seis unidades fisiográficas, localizadas en el Tramo Superior, Intermedio e Inferior. Ver cuadro adjunto.

Tabla 2: Unidades Fisiográficas en la Cuenca del Río Cañete.

	UNIDAD	ALTITUD (metros)	AREA PROPORSIONAL	GRADIENTE DEL TALUD	CARACTERISTICAS
Tramo Superior	Área Glacial	4800-5800	3.0%	35°-50°	Las montañas están cubiertas lagos de tipo glacial y glacial/nevados. La pendiente es bastante fuerte. El ascenso continuo de los límites de la nieve perpetua muestra un proceso de derretimiento de hielo.

Continuación...

	Área Alpina	3500-4800	58.0%	0°-30°	La acción glacial y fluvio-glacial domina las características topográfica, formando un valle en U, llanos pantanosos, lagos glaciales, colinas ovaladas de origen pluvial o eólicos, etc. Depósitos glaciales y fluvioglaciares se encuentran ampliamente distribuidos. La estabilidad de taludes es en general, buena.
Tramo Intermedio	Cordillera de los Andes, Área del Río y Área de salbanda	1000-3500	31.5%	30°-50°	Las cordilleras se incrementan en altura progresivamente de oeste a este y se encuentran erosionadas por intemperización, lluvias copiosas, etc. Predominan los valles profundos en forma de V y salbandas. Los fenómenos geodinámicas principales ocurridos son fallas de taludes, deslizamiento de tierra y flujo de lodos, inestabilidad de taludes, etc.
Tramo Inferior	Cordillera de los Andes	400-1000	2.7%	10°-30°	Área de transición. Fenómenos geodinámicas tales como acción erosiva en el río, flujo de lodos, deslizamiento de tierra y fallas de taludes se manifiestan durante la estación húmeda.
	Área de Llanura	10-400	4.3%	0°-10°	Áreas llanas y algo montañosas con taludes detríticos, conos aluviales y llanos inundables. La erosión e inundaciones son fenómenos predominantes. La fisiografía principal consta de: terrazas, cauces de ríos, llanuras inundables, llanuras aluviales, etc.
	Área del Litoral	0-10	0.5%	<1°	La unidad fisiográfica se formó por erosión y sedimentación marina

2.1.2 Geología

Los esquemas para el aprovechamiento hidroeléctrico de esta cuenca se desarrollan en el flanco Occidental Andino con características geomórficas bien marcadas a lo largo del río

Cañete. Estos contrastes geomorfológicos los podemos agrupar en 2 zonas: Altiplanicie y Flanco Occidental Disectado.

a. Altiplanicies

Corresponde a la zona alta y están conformados por planicies cuyas altitudes son algo mayores de los 4,200 metros, de dicho nivel se yerguen algunos cerros y nevados con alturas mayores de 5,000 msnm. La línea de sus cumbres marca la Divisoria Continental de aguas.

En el aspecto geológico predominan las rocas Cretáceas y Terciarias. Las formaciones sedimentarias se presentan muy plegadas y están cubiertas por depósitos fluvioglaciares y coluviales. Además existen muchas lagunas y cursos cortos e irregulares de aguas y algunos pantanos (bofedales).

Las rocas Mesozoicas están bastante tectonizadas y tienen una permeabilidad significativa, y por tanto se espera tener dificultades en obras subterráneas.

Las extremas condiciones climáticas han originado importantes fenómenos de intemperismo con alternación profunda de las rocas; igualmente el espesor de los materiales coluviales y fluvioglaciares es considerable.

b. Flanco Occidental Disectado

Se caracteriza por la intensa acción erosiva del Río Cañete y sus afluentes, que han dado lugar a la formación de valles profundos de flancos empinados, mayormente cubiertos de materiales de talud poco estables.

Geológicamente predominan, en la parte norte de la cuenca, las rocas sedimentarias mesozoicas y aproximadamente al sur de la confluencia del río Laraos con el Río Cañete se encuentran mayormente rocas volcánicas e intrusivas.

En la parte Norte, a partir de la cota (del valle) de 2,800 msnm., se caracteriza por la presencia de calizas, areniscas y conglomerados cretáceos. En este sector, el valle es mucho más profundo y abrupto, con flancos muy empinados.

Esta región muestra haber soportado intenso tectonismo, que se manifiesta por la presencia de fuertes plegamientos con ejes de anticlinales y sinclinales transversales al curso del Río Cañete, fallas longitudinales de rumbo general NE-SW y por algunas intrusiones que

posiblemente se ha emplazado en zona de debilidad. De acuerdo a esta geología, las condiciones geotécnicas, en general, son favorables para obras civiles.

El tramo inferior presenta un valle más amplio donde se exponen, extensamente, rocas volcánicas y diferentes tipos de rocas intrusivas.

En este último tramo las características geotécnicas de las rocas son buenas.

2.1.3 Condiciones climáticas

a. La precipitación de verano sobre los andes centrales

El Perú es un país tropical, que presenta una fuerte estacionalidad de las precipitaciones en gran parte del país. Normalmente las precipitaciones en los Andes centrales de América del Sur se concentran durante la temporada de verano (diciembre - enero – febrero-marzo), cuando la circulación atmosférica favorece la elevación de aire húmedo de la superficie al este de la cordillera, donde más del 70 por ciento de precipitación ocurre de diciembre a marzo. Garreaud et al. (2003) resalta que la relación de mayor (menor) humedad está asociada a vientos del este (oeste) influenciado por los cambios en la posición e intensidad del sistema de presión en altura denominada Alta de Bolivia. En la troposfera alta (300 – 100 hPa), los flujos del este conducen a un mayor (débil) flujo cuesta arriba sobre la vertiente oriental (oeste) y vientos del este de bajo nivel en el Altiplano, incrementando el transporte de humedad desde tierras bajas continentales que alimentan a la convección profunda. Por lo contrario, donde la circulación regional es vista en casos cuando los vientos de altos niveles provienen del oeste obstaculizando el transporte de humedad del este y por ende suprimen la convección húmeda en el Altiplano, véase en la Figura 1.

La superposición de las fluctuaciones transitorias (causadas por las ondas de Rossby de latitudes medias) sobre la circulación de verano conduce a un mayor número de días con flujo del este en niveles altos en los Andes Centrales. Esto produce un transporte de humedad al Altiplano y por lo tanto, el desarrollo de la temporada de lluvias durante el verano austral (Garreaud et al., 2003)

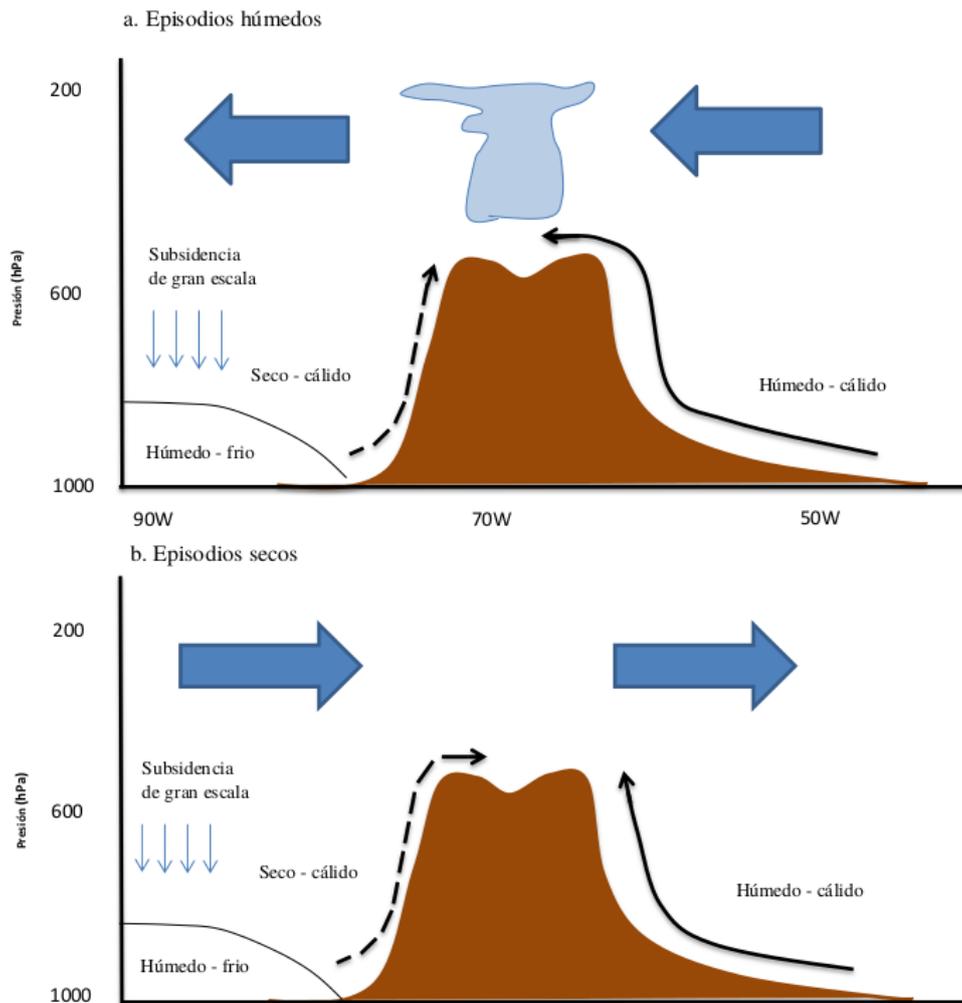


Figura 1: Representación esquemática de los patrones de circulación sobre los Andes Centrales, en un corte vertical del Altiplano, para (a) episodios lluviosos y (b) episodios secos.
FUENTE: Garreaud et al. (2003).

Las flechas grandes representan el sentido del viento en altura. Las líneas solidas (entrecortadas) representan el transporte de aire húmedo (seco) por la circulación regional sobre la vertiente de los Andes. Las flechas verticales hacia abajo representan la subsidencia de gran escala sobre el océano Pacífico subtropical que mantiene la fuerte inversión de los vientos alisios.

Según Garreaud (1998) en un estudio realizado, precisó que a pesar de presentar una capa profunda de inestabilidad condicional durante la mayoría de las tardes de verano, la convección profunda puede ocurrir sólo en aquellos días en los que la relación de mezcla

dentro de la capa límite local supera cierto umbral ($\sim 7 \text{ g/kg}$), produciendo la saturación de las parcelas de aire cerca de la superficie hasta 600 m por encima del suelo.

Garreaud y Wallace (1997) mostraron imágenes de viento a 850 hPa y 200 hPa, así como también la radiación de onda larga para el verano austral, en dichas imágenes se presentan una banda distintiva de la convección profunda ubicada a lo largo de los Andes centrales de América del Sur (Figura 2), separada de una zona más extensa de nubosidad convectiva sobre la parte central del continente, esto debido a la presencia de la cordillera de los Andes, que regula la distribución espacial de las precipitaciones.

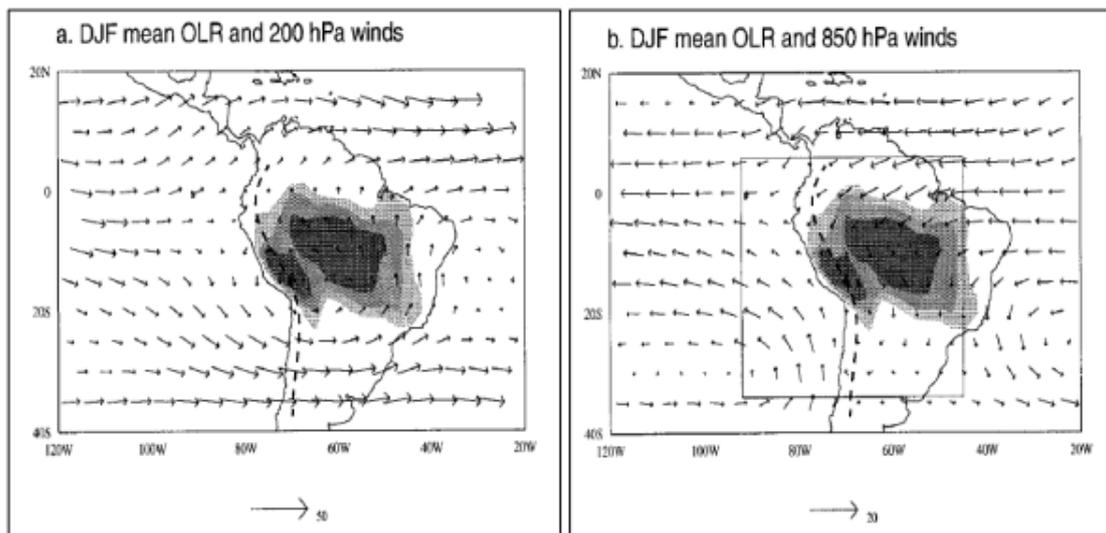


Figura 2: (a) Verano (DEF), OLR media climatológica y vientos a 200 hPa. Coloración ligera, media y oscura indican OLR valores inferiores a 230, 220 y 210 W/m^2 , respectivamente. La línea discontinua, representa las montañas de los Andes. (b) Como en (a) pero con vientos a 850 hPa.

FUENTE: Garreaud (1998)

Zhou y Lau (1998) indican que al oeste de los Andes centrales, el anticiclón subtropical del Pacífico Sur produce condiciones secas y estables, con la humedad del aire confinado por debajo de la base de la inversión de subsidencia en torno a 900 hPa, mientras que al este de los Andes, la circulación de bajo nivel es controlado por altas humedades prevalecientes en la troposfera media y baja. Está marcada diferencia en la humedad en los dos lados de los Andes centrales se ilustra en la Figura 3, que muestra los perfiles climatológicos de vapor de agua la relación de mezcla.

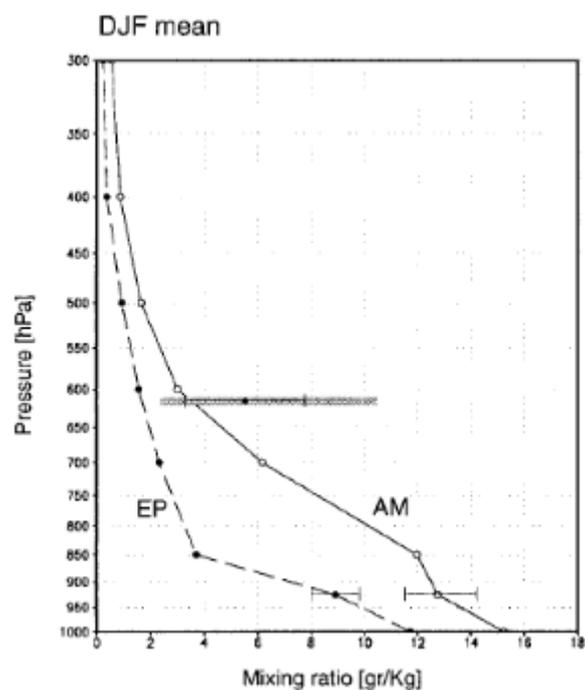


Figura 3: Perfiles medios de la relación de mezcla para el verano (DJF) en 20°S, 72°W (este del Pacífico, EP), y 20°S, 60°W (Cuenca Amazónica, AM). Las líneas horizontales indican ± 1 la desviación estándar del perfil correspondiente. Los datos proceden del reanálisis NCEP-NCAR.

FUENTE: Garreaud (1998)

Por otro lado, Takahashi (2004) muestra que la precipitación y la humedad específica tienen una correlación insignificante, lo que indicaría que el mecanismo de lluvias, por mayor ingreso de humedad desde la Amazonía al valle del río Mantaro, no es tan importante como lo es para el Altiplano. Según Transmonte (comunicación personal), las observaciones a escala de tiempo sinóptico indican que la incursión de aire desde el este tiene mayor importancia en las lluvias en la sierra central.

b. Distribución temporal de las precipitaciones en la cuenca del Cañete

En los Andes Centrales, se sabe que en su ciclo diurno la mayor precipitación ocurre en la tarde por la gran concentración de tormentas que 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 2009).

Las precipitaciones más intensas se concentran durante el periodo diciembre-marzo, periodo en el cual se concentran más del 70 por ciento de las precipitaciones de toda la temporada.

Durante el periodo mencionado, las precipitaciones incrementan paulatinamente hasta alcanzar su pico en marzo.

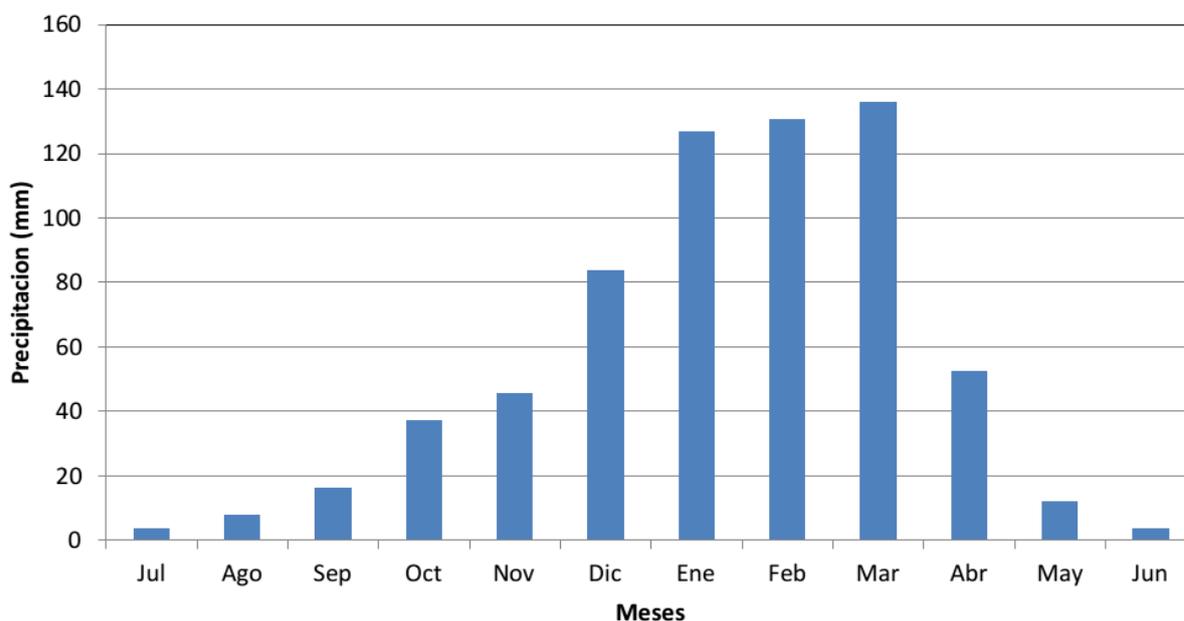


Figura 4: Distribución temporal de las precipitaciones en toda la cuenca del Cañete.

C. Distribución espacial de las precipitaciones en la cuenca del Cañete

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.

Para la cuenca del Cañete, se observa que las precipitaciones incrementan con la altitud. En la cuenca alta, se observan dos picos de precipitaciones en las estaciones de Tanta y Yauricocha. Mientras en Vilca, las precipitaciones son ligeramente menores. En el resto de la cuenca, las precipitaciones disminuyen a medida que disminuye la altitud a lo largo de la cuenca. Las precipitaciones más débiles se registran en las estaciones de Pacarán. En las zonas costeras de la cuenca, las precipitaciones son prácticamente nulas.

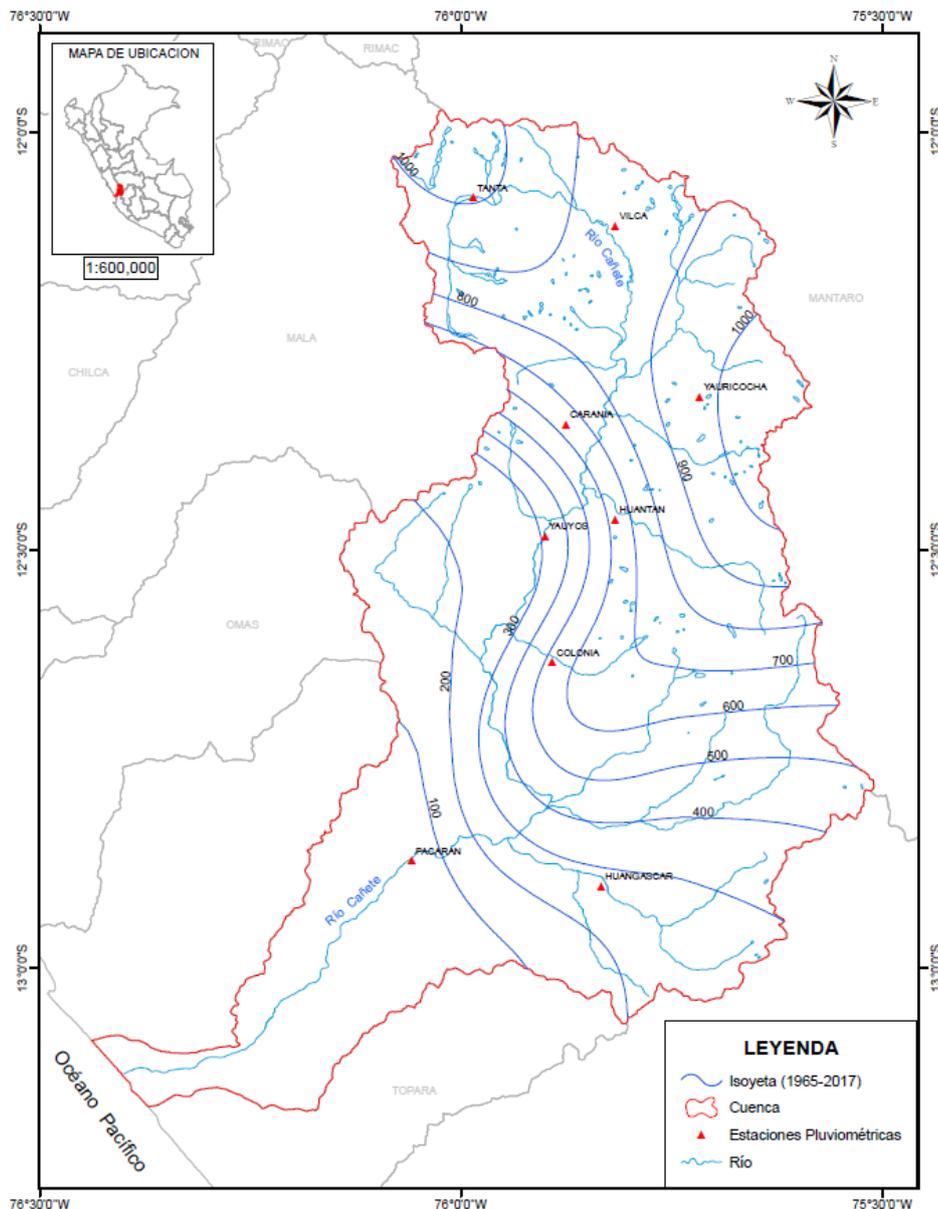


Figura 5: Mapa de Isoyetas de la precipitación acumulada anual en la cuenca del río Cañete.

FUENTE: Ambiental Andina, 2017.

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 WRF

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 Moya et al. (2018); García (2017); Gutman et al. (2011); Uribe (2012); Ochoa et al. (2014); Mourre et al. (2015) y otros.

2.2.3 Coordenadas verticales

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 6). 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).

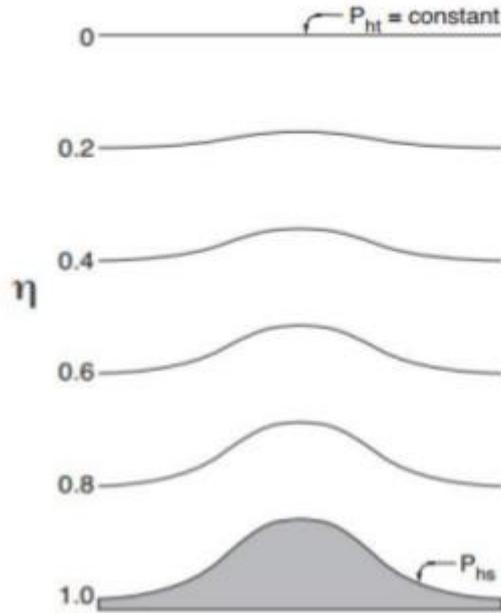


Figura 6: Coordenadas η del ARW.
FUENTE: Skamarock et al. 2008.

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:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = \frac{-\partial U u}{\partial x} - \frac{\partial V u}{\partial y} + \frac{\partial W u}{\partial z} + F_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = \frac{-\partial U v}{\partial x} - \frac{\partial V v}{\partial y} + \frac{\partial W v}{\partial z} + F_y \quad (5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g p = \frac{-\partial U w}{\partial x} - \frac{\partial V w}{\partial y} + \frac{\partial W w}{\partial z} + F_z \quad (6)$$

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

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

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:

$$\pi = (p/p_0) \wedge (R_d/C_p) \quad (8)$$

Donde p es la presión y $p_0 = 1000hPa$ un valor de referencia (presión atmosférica en superficie). El calor específico a presión constante para el aire seco viene dado por $C_p = 1004.5JK^{-1}kg^{-1}$ 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 Versión 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:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot Vu) - \partial_x(p\phi_n) + \partial_n(p\phi_x) = F_U \quad (9)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot Vv) - \partial_y(p\phi_n) + \partial_n(p\phi_y) = F_V \quad (10)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V_w) - g(\partial_n p - u) = F_w \quad (11)$$

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

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

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

$$V = \mu_d v, \Omega = \mu_d \eta, \Theta = \mu_d \theta$$

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

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

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

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

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

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

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

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot Vq_m) = F_{Q_m} \quad (24)$$

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

$$\partial_n \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (25)$$

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, $\theta_m = \theta \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d} \right) q_v \right) \approx \theta (1 + 1.61 q_v)$, y $Q_m = \mu_d q_m$; $q_m = q_v, q_c, q_i, \dots$

2.2.5 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 Shamarock 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.

2.2.6 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 con 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.

- **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.

- Altura del terreno.
- Temperatura media 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 “geogrid.tbl”. El cual define cada archivo en formato NetCDF (Network Common Data File) 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.).

- **Ungrib.exe**

Su principal función es leer los archivos GRIB, utilizando tablas 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.

- **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 7 resume el proceso de pre-procesamiento del WPS.

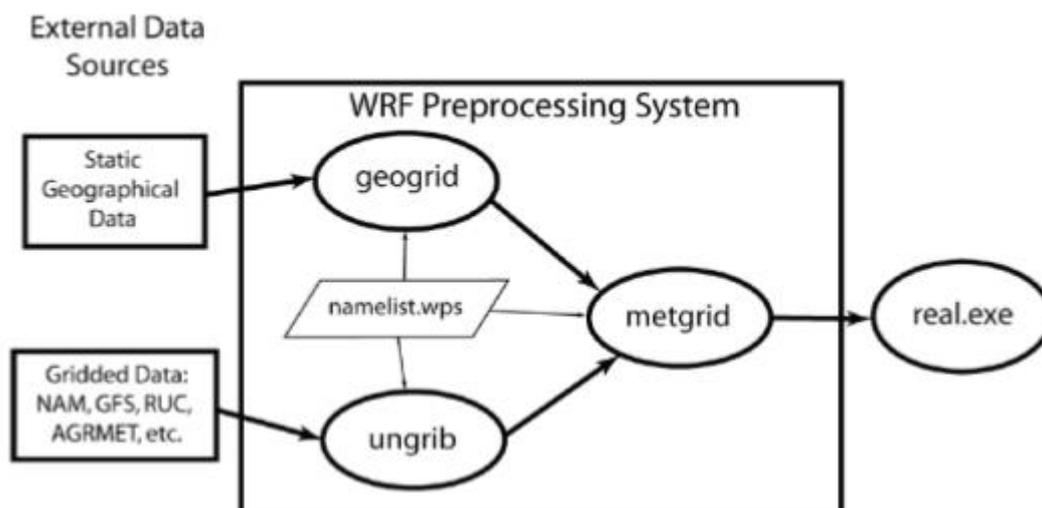


Figura 7: Rutinas del WPS, pre-procesamiento. Fuente: ARW, Version 3 Modeling System User's Guide.

FUENTE: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>

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.

– 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).

– 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:

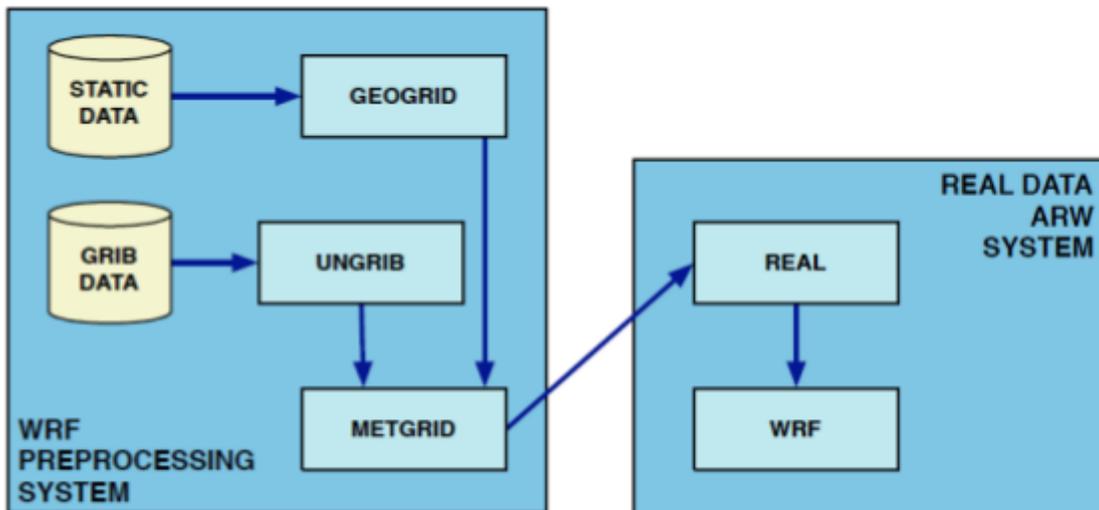


Figura 8: Diagrama de flujo de uso del modelo, pre-procesamiento y ejecución del modelo WRF ARW.

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 8).

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.

2.2.7 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 9). 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 10.

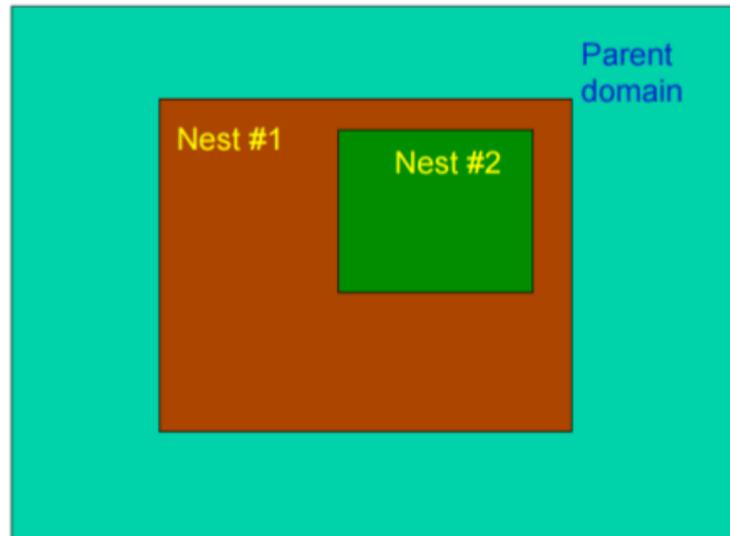


Figura 9: Anidamiento en el WRF, considerando el dominio padre, se llega hasta el nivel 2.
FUENTE: Gill 2015.

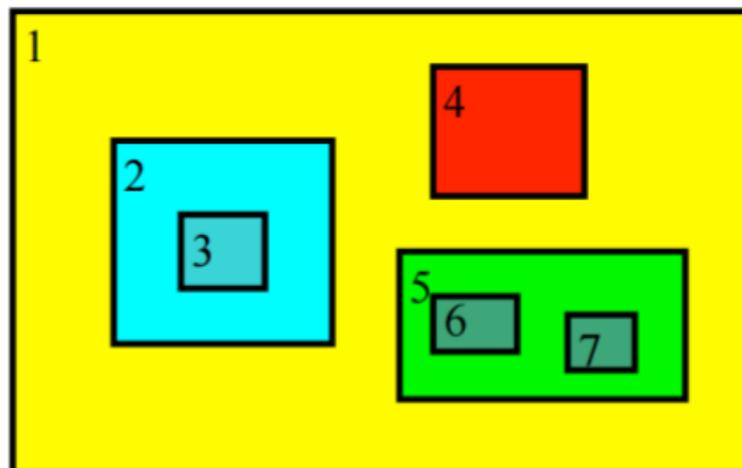


Figura 10: Formas correctas de presentación de los dominios anidados.
FUENTE: Gill 2015.

La forma de escalonamiento de grilla que usa el modelo es Arakawa-C (Figura 11), 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).

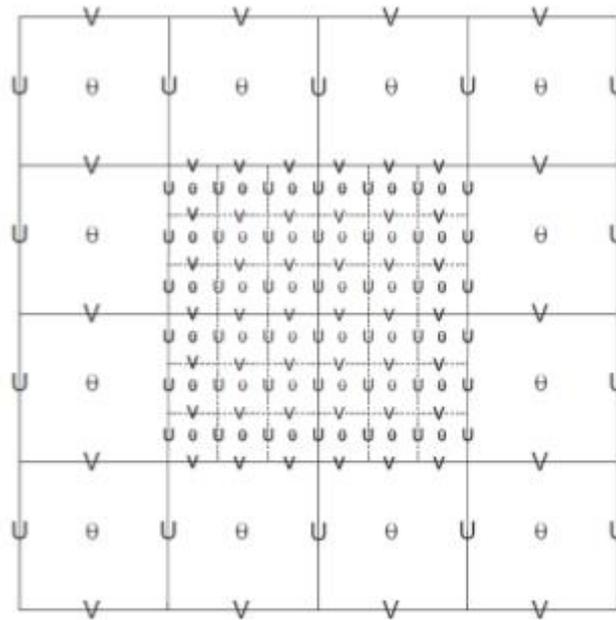


Figura 11: Escalonamiento de cuadrícula de Arakawa-C para una zona del dominio padre y un dominio anidado, con un radio de grilla de 3:1.
FUENTE: Skamarock et al. 2008.

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 ESQUEMAS DE 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

a. Esquema 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.

b. Esquema Thompson

Este esquema incorpora en la parte de procesos físicos y el código computacional técnicas que se encuentran en esquemas más sofisticados, que usan tablas 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.

c. Esquema Morrison

Según Morrison (2004) la habilidad de modelar los procesos de nubes es de gran importancia en la correcta simulación del estado de la atmósfera. Las nubes ejercen gran influencia sobre la transferencia radiativa en onda corta y larga, actúan como conductores para la conversión de vapor de agua a precipitación y son un componente esencial para la transferencia de calor a través de la liberación de calor latente Uribe (2012). El esquema considera 5 tipos de hidrometeoros: gotas de nube, hielo, nieve, lluvia y graupel. Este último fue incluido en una modificación hecha para la inclusión al modelo WRF.

Las nubes y las distribuciones del tamaño de las partículas de precipitación se representan a través de la función gamma.

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (27)$$

Donde N_0 , λ y μ son el intercepto, la pendiente y los parámetros de forma del tamaño de la distribución, respectivamente y D es el diámetro de las partículas. Los parámetros N_0 y λ se derivan del número de concentración predicho N y de la relación de mezcla y los μ específicos para cada especie de hidrometeoro se obtienen de:

$$\lambda = \left[\frac{cN\Gamma(\mu + d + 1)}{q\Gamma(\mu + 1)} \right]^{\frac{1}{d}} \quad (28)$$

$$N_0 = \frac{N\lambda^{\mu+1}}{\Gamma 1} \quad (29)$$

Donde Γ es la función Euler gamma y los parámetros c y d son dados al asumir la ley de potencias de relación masa-diámetro ($m - D$) de cada especie de hidrometeoros, donde $m = cD^d$. Todas las partículas son asumidas, para simplificar cálculos, como esferas con una alta densidad de partículas para varias especies de hielo dada por Reisner (1998).

Para las especies de precipitación (lluvias, nieve y graupel), así como para el hielo de nube, $\mu = 0$. De esta manera, la distribución de tamaños para estas especies es la función exponencial (distribuciones de Marshall-Palmer). Para las gotas de nube, es una función de la predicción del número de concentración de gotas, siguiendo las observaciones de Martin (1994). Las ecuaciones para las tendencias en el tiempo de las gotas de nube, hielo de nube, nieve y lluvia se basan en las relaciones entre las diferentes especies de agua y los procesos microfísicos por los que el agua transita. (Figura 12).

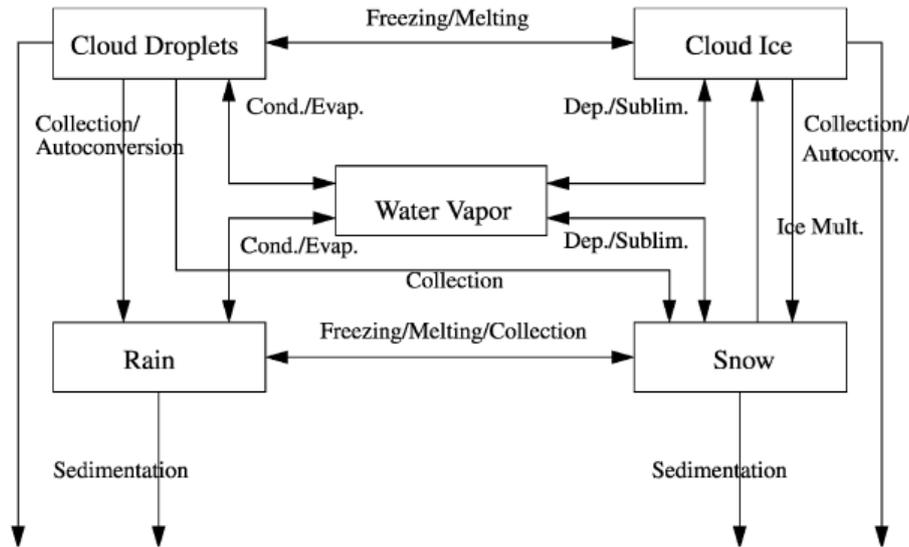


Figura 12: Diagrama de flujo que muestra el comportamiento del esquema microfísico.
FUENTE: Morrison (2004).

2.3.2 Parametrización de cumulus Kain-Fritsch

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:

a. 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.

b. 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.

c. 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 por ciento 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.

2.3.3. Modelo de superficie de 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):

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (30)$$

Donde:

C: Capacidad de calor volumétrica ($Jm^{-3}K^{-1}$)

K_t : Conductividad termal ($Wm^{-1}K^{-1}$)

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:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\theta} \quad (31)$$

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, citada 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 afectada 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 atmósfera 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).

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 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:

$$h = Rib_{cr} \frac{\theta_{va} |U(h)|^2}{g[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad (32)$$

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:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial c}{\partial z} - \gamma_c \right) - (w'c')_h \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (33)$$

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.

$(w'c')_h$: 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 ($\gamma|c$).

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.

III. METODOLOGÍA

3.1 DATOS

3.1.1 Estaciones meteorológicas

Se utilizaron los registros de precipitaciones diarias registradas en las estaciones convencionales del SENAMHI, de las cuales se consideró el periodo de Diciembre - Marzo por ser los meses donde se concentra el grueso de las precipitaciones sobre la cuenca del río Cañete. En el siguiente cuadro se muestra cuáles fueron las estaciones utilizadas.

Tabla 3: Estaciones pluviométricas

Estación	Departamento	Provincia	Latitud	Longitud	Altitud
Yauyos	Lima	Yauyos	-12.49°S	-75.91°W	2294 m
Huangascar	Lima	Yauyos	-12.89°S	-75.83°W	2533 m
San Pedro de Pilas	Lima	Yauyos	-12.45°S	-76.21°W	2729 m
Huarocharí	Lima	Huarocharí	-12.13°S	-76.23°W	3182 m
Huañec	Lima	Yauyos	-12.29°S	-76.13°W	3194 m
Ayaviri	Lima	Yauyos	-12.38°S	-76.13°W	3228 m
Vilca	Lima	Yauyos	-12.11°S	-75.82°W	3810 m
Carania	Lima	Yauyos	-12.34°S	-75.87°W	3875 m
Tanta	Lima	Yauyos	-12.11°S	-76.01°W	4355 m
Yauricocha	Lima	Yauyos	-12.31°S	-75.72°W	4675 m

Las estaciones están distribuidas espacialmente de la siguiente manera:

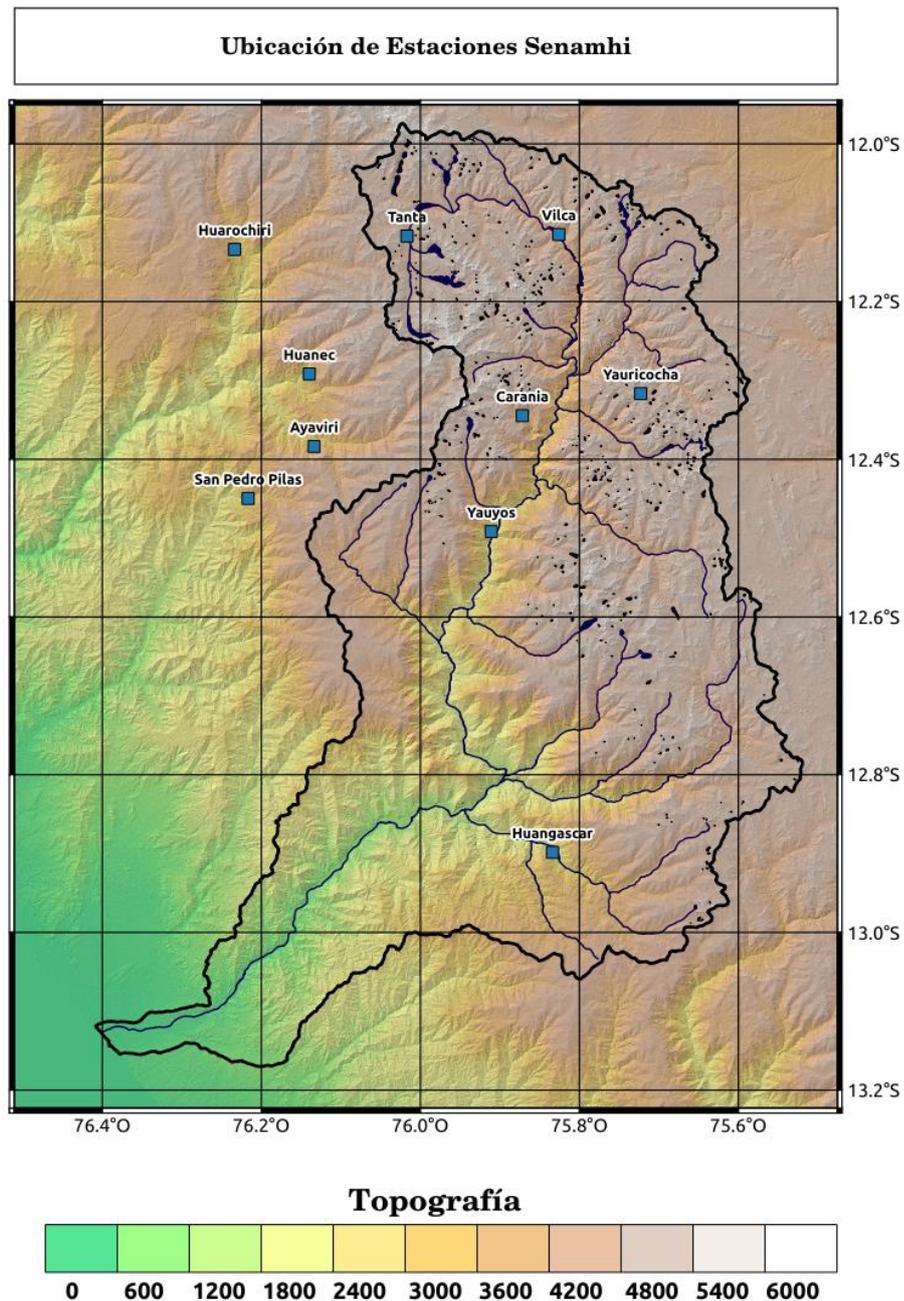


Figura 13: Mapa de ubicación de las estaciones pluviométricas.

3.1.2 Condiciones iniciales del modelo

a. Datos de Reanálisis Global

Se utilizó los datos del National Center for Environmental Prediction (NCEP) FNL (Final), con resolución espacial de 1° (Aproximadamente 111km), la resolución temporal es de 6 horas. Así también contiene información de superficie y 26 niveles en altura. Estos datos son

un reprocesamiento del modelo Global Forecast System (GFS), estos datos se procesan luego de la inicialización del modelo permitiendo utilizar más datos observados.

b. Datos de Topografía

La topografía usada por defecto en la gran mayoría de modelos como también es el caso del WRF es Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30) estos datos son proporcionados por el United States Geological Survey (UGS). Estos datos brindan información de la topografía de todo el mundo con una resolución de 915m, este fue un proyecto que terminó en 1996. Sin embargo a la fecha se cuenta con información de topografía a mucha mayor resolución espacial y con mayor precisión. Desde el 2003 los datos del Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) se han convertido en la norma global de la topografía a mediana y pequeña escala (Guth, 2005). Es por eso que para las simulaciones de este trabajo se utilizaron los datos del SRTM a 90 metros.

3.2 MÉTODOS

El modelo WRF requiere principalmente de dos fuentes de información. Una que son las condiciones de frontera, aquí están incluidas las variables atmosféricas, en nuestro caso se usará análisis en lugar que la de pronóstico para evitar introducir posibles incertidumbres en el estudio de la sensibilidad de las parametrizaciones (Moya, 2018). La segunda fuente de información requerida es de geomorfología, en este caso se hizo un cambio de la topografía por defecto de GTOPO30 a SRTM tal como se hizo en los trabajos de Gracia (2015) y Moya (2018).

Configuración de las corridas

Las simulaciones se realizaron mediante 3 dominios (Figura 14), las características se detallan en la tabla 4. Los dominios son anidados mediante el método unidireccional. Son inicializados 48 horas antes del periodo de estudio, esto se hace para permitir que las simulaciones se estabilicen y se eviten errores generados por las incertidumbres en las condiciones iniciales y las ecuaciones del modelo.

Se definió una simulación de control con las parametrizaciones indicadas en la tabla 5. Para los experimentos se varió las opciones de microfísica. Estos esquemas se definieron para los 3 dominios. Sin embargo, en el dominio 3 donde no se aplicó la parametrización de cumulus debido a que a esta resolución el modelo es capaz de resolver procesos de manera explícita.

Así mismo Moya (2018) encontró que no existe diferencia significativa en el aplicar o no la parametrización de cumulus en dominios pequeños en los andes centrales.

WPS Domain Configuration

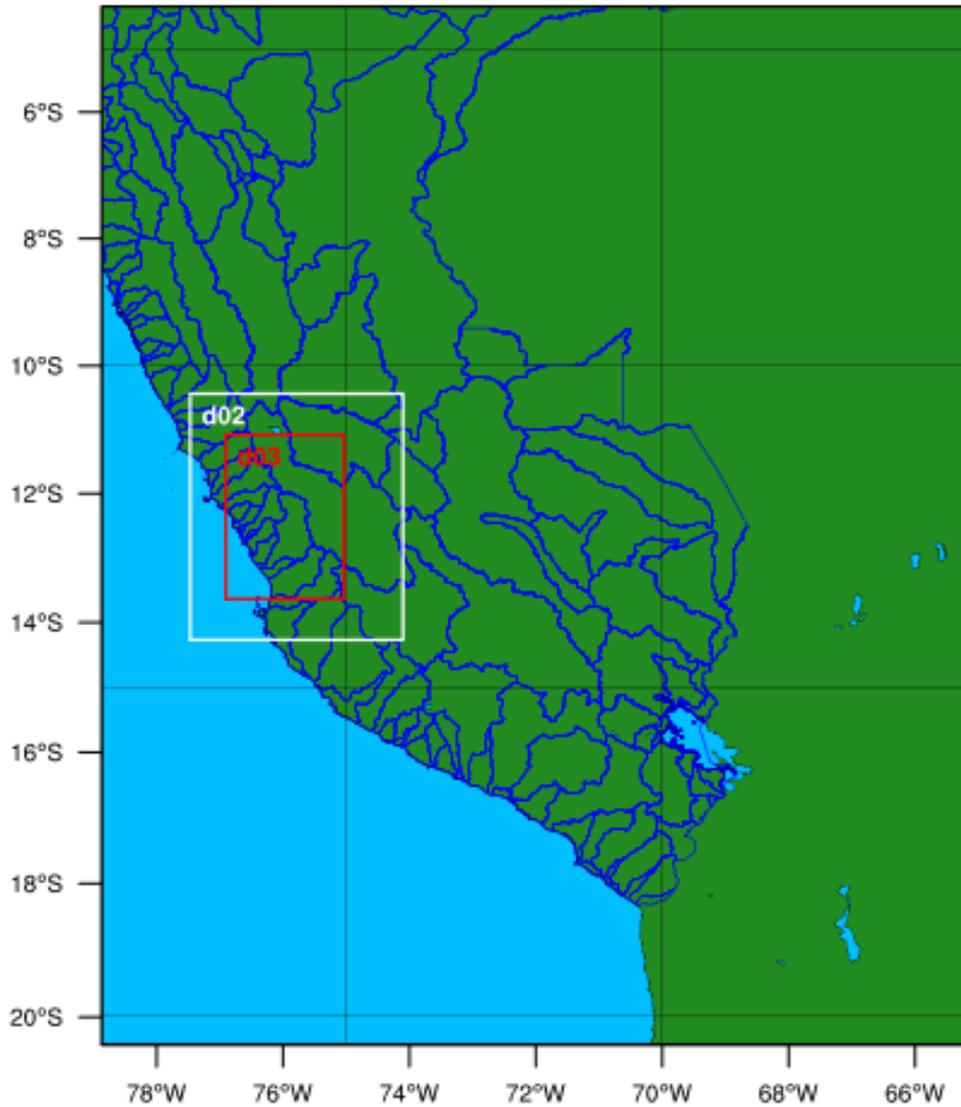


Figura 14: Dominios usados en las simulaciones

Tabla 4: Características principales de los dominios.

Características	Dominio 1	Dominio 2	Dominio 3
Centro	Latitud: 7.5°S Longitud: 72°W	Latitud: 12.2°S Longitud: 76.1°W	Latitud: 12.1°S Longitud: 75.5°W
Resolucion	27 km	9 km	3 km
Dimension XYZ	80x90x30	34x40x30	58x70x30
Condiciones iniciales y frontera	FNL 1°x1°	simulacion dominio 1	simulacion dominio 2

Los esquemas de parametrización usados en este trabajo se basan en los resultados obtenidos por Uribe (2012) y García (2015). Donde se observó que el esquema de cumulus de Kain-Fritsch tiene buenos resultados en condiciones de topografía compleja. La capa limite planetaria se simuló con el esquema YSU, el cual es ampliamente usado en toda la bibliografía revisada. El resto de opciones se hacen en base a las sugerencias del manual de usuario del modelo WRF.

Tabla 5: Esquemas de parametrización de los diferentes experimentos

Parametrizaciones	Experimentos		
	Control	Caso 1	Caso 2
Microfisica	Thompson	Lin et al.	Morrison
Cumulus	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch
Capa Limite Planetaria	Yonsei university	Yonsei university	Yonsei university
Capa Superficial	Unified Noah	Unified Noah	Unified Noah
Radiacion LW	RRTM	RRTM	RRTM
Radiacion SW	Dudhia	Dudhia	Dudhia

Periodo de Estudio

Las simulaciones se realizaron considerando el periodo Diciembre – Marzo, debido a que en estos meses se concentra el grueso de la temporada de lluvias de la cuenca. Los años trabajados fueron 2011, debido a que este se considera un año húmedo (Los caudales medidos fueron 44% más de lo normal), 2014 un año normal y por último el 2016 (las caudales estuvieron 20% por debajo de la media).

La determinación de los años se hizo considerando el estudio de aprovechamiento hídrico de la cuenca. En este estudio se analizan los caudales y las precipitaciones.

3.2.1 Determinación del esquema que mejor representa las precipitaciones en la cuenca de estudio

Para el análisis estadístico de la capacidad de estimar las precipitaciones del modelo WRF se hicieron unas ligeras variaciones a la técnica orientada a objetos utilizada por Weisman et al (2008) y Done et al (2004). La técnica consistirá en lo siguiente:

Se seleccionarán los puntos de grilla más cercanos a la ubicación de las estaciones meteorológicas, en caso de encontrarse igualmente próximo a dos puntos de grilla se calculará el promedio de la precipitación acumulada en 24 horas para estos puntos.

a. Evaluación de la precipitación como variable binaria

Un primer comparativo de la capacidad de estimar las precipitaciones se hará considerando la precipitación como una variable binaria usando una tabla de contingencia usada en (Moya 2018[39]). La tabla de contingencia considera los días en los que el modelo pronosticó lluvias y los que no, así mismo los días en los que las estaciones registraron lluvias y cuando no tal como se muestra en la Figura 15. Para considerar un evento de precipitación se consideró un umbral de 0.5 mm

		Observado	
		Si	No
Modelo	Si	a	b
	No	c	d

Figura 15: Tabla de contingencia.

Los índices calculados en base a la tabla de contingencia son los siguientes:

POD (Probabilidad de detección) es la fracción de eventos que fueron correctamente pronosticados y se calcula de la siguiente manera:

$$POD = \frac{a}{a + c}$$

FAR (tasa de falsa alarma) es la fracción de eventos que fueron pronosticados y no sucedieron y se calcula como se muestra:

$$FAR = \frac{b}{a + b}$$

CSI (Índice crítico de acierto) combina la probabilidad de detección y la tasa de falsa alarma

$$CSI = \frac{a}{a + b + c}$$

BIAS (B) Compara el número de veces que un evento fue pronosticado y fue observado. Un B igual a 1 indica que todos los eventos de precipitación fueron pronosticados, B por encima de 1 es cuando el modelo sobreestima la ocurrencia de eventos. Por último, B menor que 1 muestra una subestimación de los eventos.

$$B = \frac{a + b}{a + c}$$

WEI (Índice de efectividad ponderado), Este es una variación del índice de acierto propuesto por Moya (2018). Este índice incrementa el peso de los eventos no pronosticados (c) basado en el criterio que los eventos de precipitación no pronosticados pueden tener un fuerte impacto negativo en la sociedad y la economía.

$$WEI = \frac{a + d}{a + d + b + 1.25 * c}$$

b. Evaluación de los esquemas de manera cuantitativa

Luego se calcularan las siguientes medidas cuantitativas del error:

BIAS (B): El BIAS es la diferencia entre el promedio pronosticado y el promedio observado, esto cuantifica el sesgo o media del error del pronóstico. Pronósticos en promedio por encima de lo observado muestra $B > 0$ y caso contrario $B < 0$. Este valor no brinda mayor información en cuanto a los valores individuales y no es una medida de precisión. Se calculó el B ya que expresa si el pronóstico subestima o sobreestima las precipitaciones.

$$B = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)$$

Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE por sus siglas en inglés): una medida de precisión del error es la medida del error cuadrático $MSE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2$. MSE es el promedio de la diferencia cuadrada entre el pronóstico y la observación. Este es más sensible a los errores extremos, en algunos casos se representa mejor a través de su raíz, la cual tiene las mismas dimensiones físicas a los pronósticos y observaciones y se puede observar la magnitud típica del error del pronóstico.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2}$$

Media del Error Absoluto (MAE por sus siglas en inglés): La Media del Error Absoluto es el promedio aritmético de los valores absolutos de las diferencias entre el valor pronosticado

y el observado, es una magnitud típica para los errores del pronóstico en un conjunto de pronósticos y observaciones y es frecuentemente usado como medida de verificación. Un MAE es igual al cero si el pronóstico es perfecto y aumenta positivamente a medida que el pronóstico se aleja de la observación.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n |y_k - o_k|$$

3.2.2 Identificación de la dinámica bajo la cual el modelo simula las precipitaciones

Se realizó un análisis de las condiciones de tiempo de los días donde el modelo representó de manera precisa las precipitaciones sobre la cuenca. Se consideró los escenarios donde las precipitaciones fueron constantes así como también los días donde las precipitaciones fueron escasas. Para esto se analizó los siguientes parámetros sinópticos.

- Líneas de corriente: Una línea de corriente es una línea tangente al vector velocidad en cada punto, si un flujo es convergente, estas líneas de corriente pueden expresarse mediante las líneas de función corriente constantes, situación que es válida para las regiones tropicales. Este análisis es de gran ayuda ya que permite identificar patrones y/o configuraciones que se presentan en el campo de vientos, lo que se traduce a un análisis cinemático. El uso de líneas de corriente es frecuentemente usado en latitudes tropicales, debido al comportamiento de los vientos en esas, mientras en latitudes altas y medias es más común usar campos de presión.
- Divergencia: La divergencia, gráficamente, se identifica como el esparcimiento o acercamiento de las líneas de flujo, lo cual es un indicador de expansión o compresión del fluido. Matemáticamente se representa así:

$$DIV_H = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

El flujo es divergente cuando la expresión es positiva y convergente en el caso contrario.

- Humedad: Es el grado de saturación del aire con vapor de agua, es decir, es la relación entre la cantidad de vapor de agua que contiene un metro cúbico de aire en una condiciones determinadas de temperatura y presión y la que tendría si estuviera

saturado a la misma presión y temperatura. La humedad relativa depende de la temperatura y la presión a la que se encuentre.

$$HR = \frac{e}{E(100)} \times 100$$

Donde e representa la presión de vapor de agua actual y $E(100)$ la presión de vapor de saturación.

Analizando estas variables se tendrá una idea de sí el modelo está resolviendo coherentemente la dinámica asociada a las precipitaciones sobre la cuenca.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados y discusiones se presentan teniendo en cuenta los siguientes objetivos específicos. 1) Determinar el esquema de parametrización que mejor representa las precipitaciones sobre la cuenca del río Cañete 2) Identificar la dinámica bajo la cual el modelo WRF simula las precipitaciones.

4.1 DETERMINACIÓN DEL ESQUEMA DE PARAMETRIZACIÓN QUE MEJOR REPRESENTA LAS PRECIPITACIONES

4.1.1 EVALUACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN COMO UNA VARIABLE BINARIA

Tabla 6: Estadísticos de la verificación de los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando todas las estaciones.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	POD(%)	74.59	70.38	79.41
	FAR(%)	33.97	33.27	33.81
	CSI(%)	53.91	52.10	56.49
	B	1.13	1.05	1.20
	WEI(%)	60.28	59.40	62.19
d02: 9km	POD(%)	75.62	64.16	76.65
	FAR(%)	32.72	31.59	32.84
	CSI(%)	55.29	49.49	55.75
	B	1.12	0.94	1.14
	WEI(%)	61.86	58.47	62.14
d03: 3km	POD(%)	67.38	61.63	72.72
	FAR(%)	31.69	30.94	31.06
	CSI(%)	51.34	48.29	54.78
	B	0.99	0.89	1.05
	WEI(%)	59.62	57.98	62.24

La tabla muestra los resultados de la evaluación considerada como una variable binaria, para estos estadísticos se usaron todas las estaciones. Se observa que la probabilidad de detección

está por encima del 70 por ciento en la mayoría de casos. El primer dominio muestra los mejores estadísticos en todos los casos evaluados siendo el esquema de microfísica de Morrison el que obtiene mejores resultados en la mayoría de índices. El índice B muestra que para el primer dominio todos los esquemas sobreestiman las precipitaciones.

Para el segundo dominio, los resultados son muy parecidos. Sin embargo cabe resaltar que el esquema de Lin Purdue deja de sobreestimar las precipitaciones. En esta resolución se observa nuevamente que los mejores resultados se obtienen con Morrison de dos momentos.

En el primer dominio, el índice POD disminuye significativamente para los esquemas de Thompson y Lin Purdue, el mismo comportamiento se observa con los índices CSI y WEI pero la disminución es menos marcada que en el caso anterior. Así mismo, Todas las parametrizaciones tienden a dejar de sobreestimar las precipitaciones a medida que se mejora la resolución del modelo.

Luego de analizar todos los dominios, se observa que los mejores resultados de los índices evaluados en la Tabla 6 se obtienen con el esquema de Morrison, seguido de Lin Purdue mientras que los peores resultados le corresponden a la parametrización de control (Thompson).

Luego de analizar de manera general los índices obtenidos en las diferentes resoluciones, se hace un análisis más detallado analizando año por año. Los resultados se muestran en las tablas 7, 8 y 9.

Tabla 7: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2011.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	POD(%)	66.55	62.12	74.74
	FAR(%)	20.30	19.59	22.06
	CSI(%)	56.91	53.95	61.69
	B	0.84	0.77	0.96
	WEI(%)	59.73	57.50	63.35
d02: 9km	POD(%)	64.05	50.17	68.94
	FAR(%)	19.91	19.38	21.81
	CSI(%)	55.25	44.77	57.82
	B	0.80	0.62	0.88
	WEI(%)	58.46	50.44	60.05
d03: 3km	POD(%)	57.00	51.19	66.78
	FAR(%)	19.71	17.28	21.00
	CSI(%)	50.00	46.25	56.71
	B	0.71	0.62	0.85
	WEI(%)	54.32	52.12	59.36

Tabla 8: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2014.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	POD(%)	78.94	78.10	82.43
	FAR(%)	32.30	32.77	33.22
	CSI(%)	57.35	56.57	58.46
	B	1.17	1.16	1.23
	WEI(%)	63.23	62.44	63.63
d02: 9km	POD(%)	83.68	75.59	81.59
	FAR(%)	29.99	28.96	31.42
	CSI(%)	61.60	57.78	59.39
	B	1.20	1.06	1.19
	WEI(%)	67.46	64.93	65.16
d03: 3km	POD(%)	73.64	70.15	77.27
	FAR(%)	29.32	29.75	30.14
	CSI(%)	56.41	54.09	57.95
	B	1.04	1.00	1.11
	WEI(%)	63.79	61.97	64.60

Tabla 9: Estadísticos de la verificación en los dominios 1, 2 y 3 para las parametrizaciones usadas considerando los datos del año 2016

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	POD(%)	81.89	73.57	82.99
	FAR(%)	47.51	46.36	46.29
	CSI(%)	47.03	44.97	48.38
	B	1.56	1.37	1.55
	WEI(%)	57.90	58.34	59.58
d02: 9km	POD(%)	83.73	71.72	82.62
	FAR(%)	46.20	44.09	44.88
	CSI(%)	48.71	45.81	49.39
	B	1.56	1.28	1.50
	WEI(%)	59.79	60.45	61.25
d03: 3km	POD(%)	75.97	67.28	76.34
	FAR(%)	44.23	43.74	42.48
	CSI(%)	47.40	44.17	48.82
	B	1.36	1.20	1.33
	WEI(%)	60.97	60.08	62.83

En la Tabla 7, todas los esquemas tienden a subestimar las precipitaciones tal como lo muestra el índice Bias ($B < 1$). En general, todos los índices muestran los valores más bajos de todos los periodos evaluados. El esquema de Morrison continúa mostrando los mejores estadísticos durante este periodo.

Durante el periodo evaluado en la Tabla 8, el experimento de control mejora considerablemente su desempeño en el dominio 2 siendo el que muestra mejores índices. Por otro lado, los dominios 2 y 3 muestran un B muy cercano a 1, lo cual indica que las simulaciones tienden a mostrar un comportamiento muy cercano al real. Además de todos

los periodos evaluados este es el que mejor desempeño muestra con los mejores valores para los estadísticos WEI, FAR y CSI.

El periodo seco evaluado, no es representado correctamente por ninguno de los esquemas dado que B indica una sobreestimación de las precipitaciones. Sin embargo, los índices de POD y WEI muestran resultados bastante aceptables. El valor de FAR es el más alto de todos los periodos, esto termina de confirmar que durante este periodo los esquemas tienden a mostrar más precipitaciones de las que realmente ocurrieron.

4.1.2 Evaluación de los esquemas de manera cuantitativa

Tabla 10: Estadísticos cuantitativos para los 3 dominios y todos los experimentos.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	B(mm/dia)	3.41	2.33	3.68
	RMSE(mm/dia)	13.48	11.77	12.73
	MAE(mm/dia)	6.92	6.21	6.92
d02: 9km	B(mm/dia)	0.72	-0.49	0.85
	RMSE(mm/dia)	7.41	6.77	7.66
	MAE(mm/dia)	4.56	4.13	4.62
d03: 3km	B(mm/dia)	0.47	-0.28	0.35
	RMSE(mm/dia)	7.29	7.23	7.07
	MAE(mm/dia)	4.48	4.33	4.32

Analizando Tabla 10 nos percatamos que el modelo muestra una fuerte sobreestimación de las precipitaciones para todos los casos. En los dominios 2 y 3 todos los estadísticos mejoran considerablemente. Los esquemas de Thompson y Morrison sobreestiman las precipitaciones en todos los dominios. Sin embargo, el esquema de Lin Purdue subestima ligeramente las precipitaciones a partir de la resolución de 9km. Nuevamente se observa que los mejores resultados se obtienen con los esquemas de Lin Purdue y Morrison. En el tercer dominio los estadísticos mejoran con respecto segundo, sin embargo la mejora no es muy marcada.

Tabla 11: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2011.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	B(mm/dia)	-0.05	-1.07	0.59
	RMSE(mm/dia)	8.75	7.88	9.47
	MAE(mm/dia)	5.33	4.85	5.63
d02: 9km	B(mm/dia)	-1.42	-2.63	-1.29
	RMSE(mm/dia)	6.46	6.22	6.60
	MAE(mm/dia)	4.36	4.13	4.41
d03: 3km	B(mm/dia)	-1.18	-2.30	-1.35
	RMSE(mm/dia)	6.92	6.55	6.53
	MAE(mm/dia)	4.59	4.27	4.43

Tabla 12: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2014.

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	B(mm/dia)	4.55	4.30	5.20
	RMSE(mm/dia)	13.54	12.85	13.47
	MAE(mm/dia)	7.23	7.12	7.41
d02: 9km	B(mm/dia)	1.62	0.64	1.71
	RMSE(mm/dia)	7.52	6.92	7.41
	MAE(mm/dia)	4.72	4.35	4.52
d03: 3km	B(mm/dia)	1.16	0.64	1.06
	RMSE(mm/dia)	7.16	7.38	6.73
	MAE(mm/dia)	4.51	4.55	4.18

Tabla 13: Resultados cuantitativos para los dominios 1, 2 y 3 considerando los datos del año 2016

WRF_DOM	Estadísticos	CTR	MP_LP	MP_MR
d01: 27km	B(mm/dia)	5.70	3.74	5.22
	RMSE(mm/dia)	16.88	13.72	14.63
	MAE(mm/dia)	8.19	6.64	7.72
d02: 9km	B(mm/dia)	1.96	0.53	2.13
	RMSE(mm/dia)	8.16	7.12	8.80
	MAE(mm/dia)	4.61	3.90	4.93
d03: 3km	B(mm/dia)	1.41	0.82	1.33
	RMSE(mm/dia)	7.76	7.71	7.88
	MAE(mm/dia)	4.33	4.18	4.35

Los resultados muestran que el modelo no fue capaz de reproducir el año húmedo ya que todas las corridas subestimaron las precipitaciones. Una vez más, todos los resultados

mejoran considerablemente a partir del dominio 2. Así mismo, el esquema de Lin Purdue muestra los resultados más consistentes en todos los dominios.

El periodo 2014 muestra una media del error muy cercana a cero, lo cual indica que las precipitaciones son modeladas correctamente en cuanto a las magnitudes. Durante este periodo los mejores resultados también se obtuvieron a partir de Lin Purdue. En el tercer dominio los mejores se obtienen con el esquema de Morrison, no obstante los resultados son similares a los obtenidos por el esquema de Lin.

Por último, para el periodo 2016. Se obtiene una media del error cercano a cero con Lin, mientras los esquemas de Thompson y Morrison tienden a sobreestimar más las precipitaciones en la cuenca. El MAE alrededor de los 4 mm/día y un RMSE de mm/día nos indica que el modelo no representó correctamente el periodo seco debido a que sobreestimó las precipitaciones.

4.1.3 Evaluación de la precipitación acumulada durante todos los periodos

Para poder evaluar a lo largo de todo el periodo donde es que el WRF erró a la hora de modelar las precipitaciones se analizó la precipitación acumulada en todas las estaciones ya que esto nos indicará si el modelo es capaz de seguir las tendencias en líneas generales.

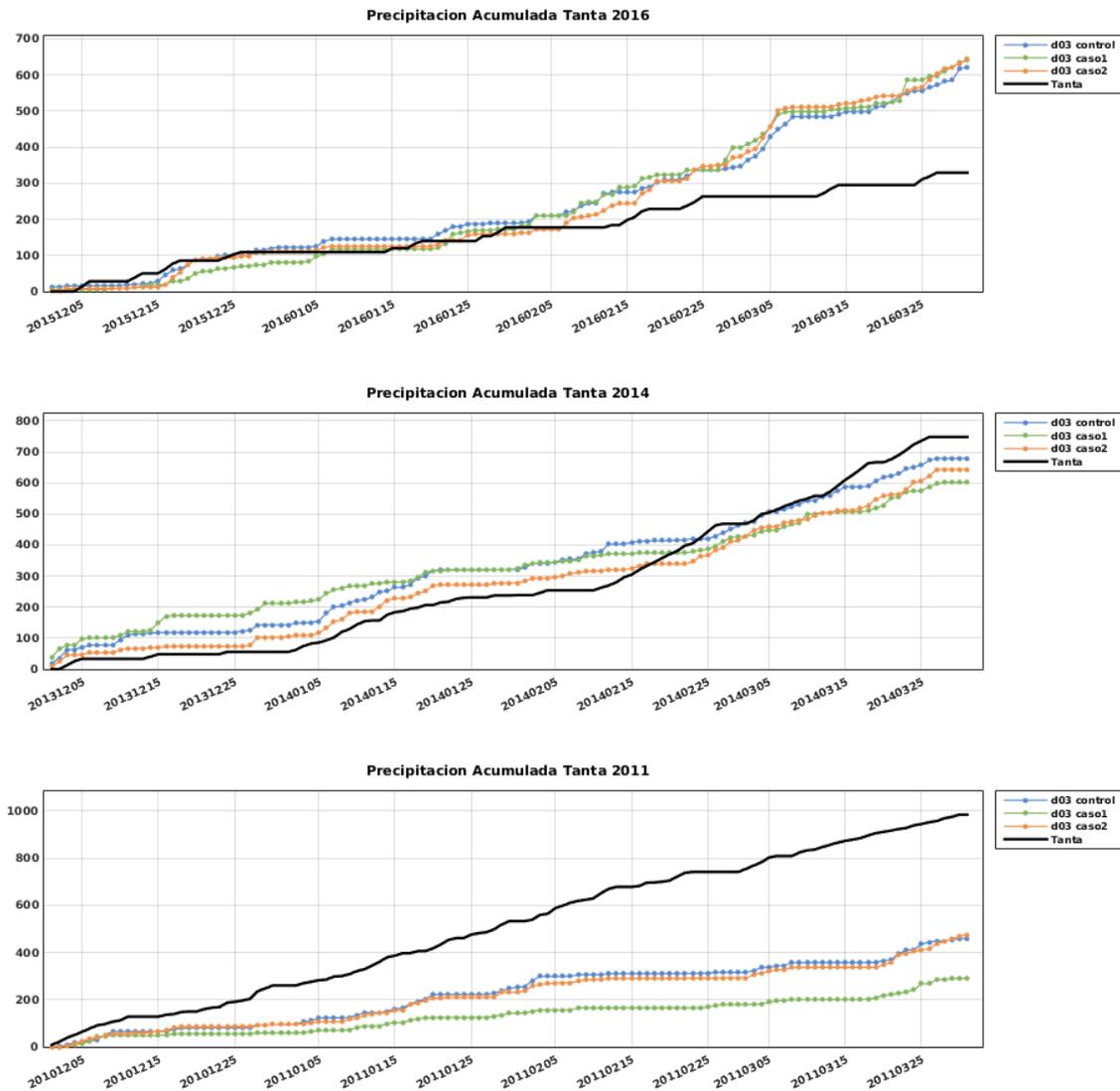


Figura 16: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Tanta, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.

La estación Tanta está ubicada por encima de los 4000msnm, por lo cual se considerará como una representante del comportamiento de las lluvias en la parte alta de la cuenca. Para el año 2011 se observa que el modelo no es capaz de representar el comportamiento de las precipitaciones durante este periodo. La mayor cantidad de errores se observa durante los meses de febrero y marzo donde muestra periodos secos que no reflejan la realidad.

Durante el Año 2014, se observa una mejora considerable en el modelamiento debido a que el modelo representa de manera aceptable los periodos secos a inicios de la temporada de lluvias así como los periodos lluviosos. Solamente se observa que a mitad del mes de febrero ninguno de los esquemas representó el comportamiento real de las precipitaciones.

El 2016, se observa que de igual manera el modelo representa muy bien que el inicio de la temporada de lluvias fue bastante malo en término de lluvias. Sin embargo, a partir de inicios de febrero todos los esquemas empezaron a sobreestimar las precipitaciones.

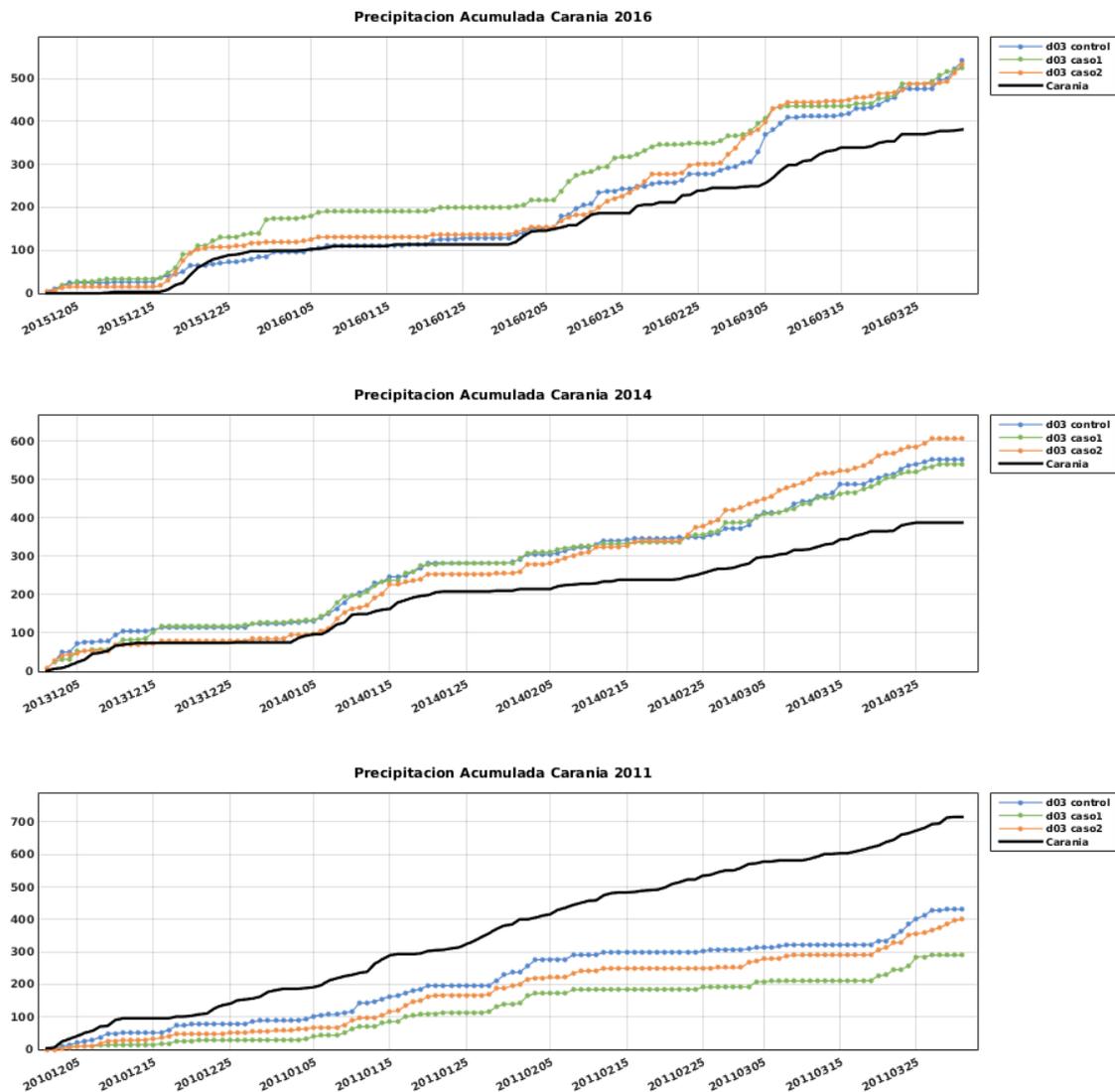


Figura 17: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Carania, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.

En la estación Carania (3875m) se observa un comportamiento muy similar al observado en Tanta. El periodo 2011 no refleja la realidad ocurrida en la zona. A partir de inicios de febrero el modelo tiende a subestimar las precipitaciones. Durante el periodo 2014, las precipitaciones se ajustan de una muy buena manera tanto en el comportamiento como en la magnitud; sin embargo a partir de inicios de enero el modelo tiende a sobreestimar la magnitud de los eventos pero continúa mostrando las tendencias registradas en la estación. De igual manera durante el año 2016, se inicia con un muy buen modelamiento de las

precipitaciones hasta inicios de febrero donde la magnitud tiende a incrementar, el comportamiento de las lluvias es representado de manera bastante aceptable.

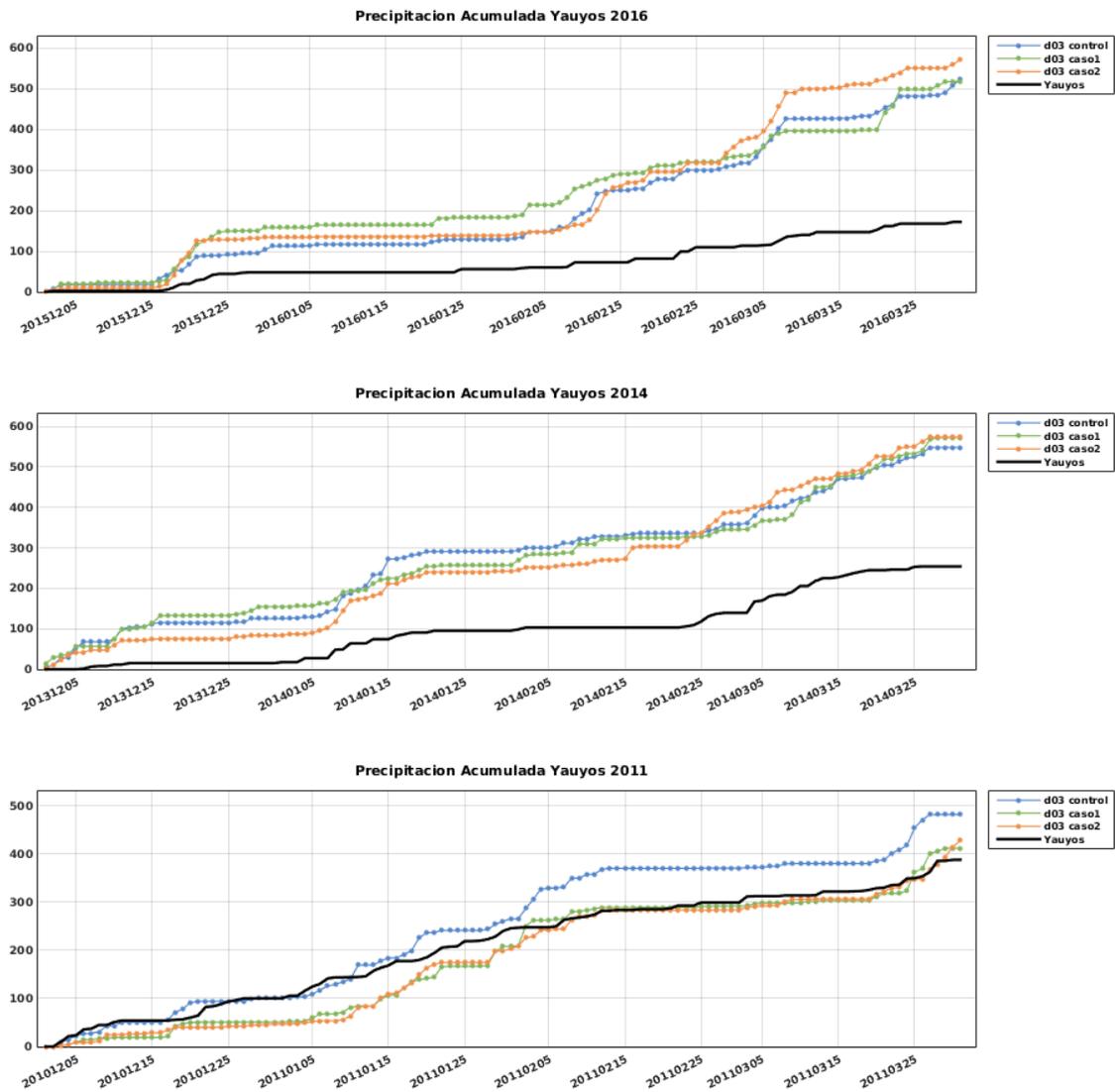


Figura 18: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Yauyos, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.

Para esta estación, se observa un comportamiento similar al observado en los casos anteriores, sin embargo en esta caso la estación si muestra un comportamiento similar al modelo durante el año 2011. El 2015, se sobreestima las precipitaciones desde el inicio de la temporada, sin embargo el comportamiento de las lluvias sigue la tendencia que se muestran en las estaciones.

Por último, las lluvias durante el periodo 2016 sigue siendo modelado de una manera bastante buena hasta inicio de febrero. A partir de esa fecha las precipitaciones son de una magnitud mucho mayor a las reales.

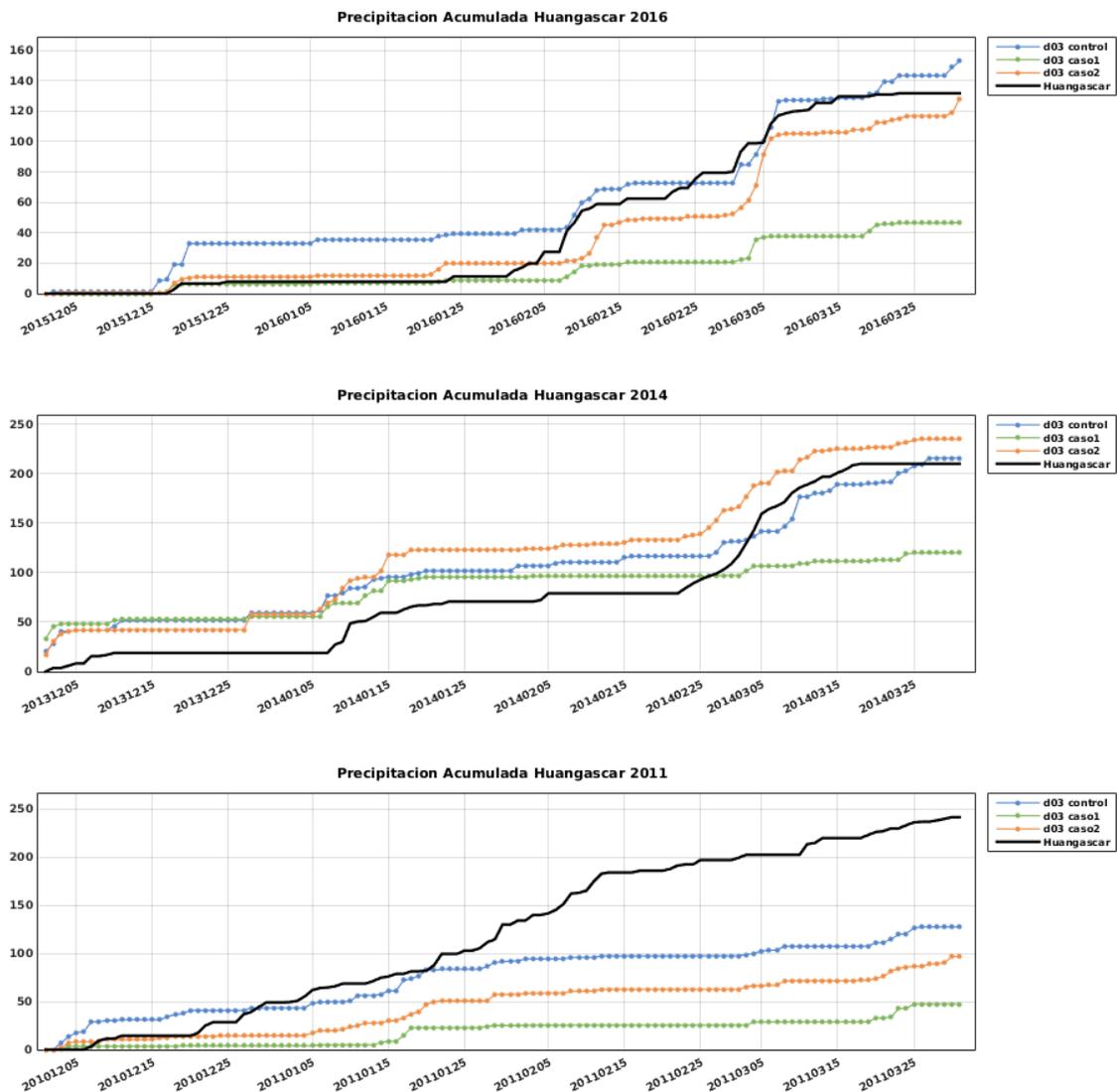


Figura 19: Precipitación acumulada para los distintos periodos simulados vs estación Huangascar, control representa la microfísica de Thompson, caso1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.

Huangascar muestra un comportamiento bastante malo a lo largo de todo el periodo del año 2011. Cabe resaltar que durante este periodo el modelo ha mostrado un comportamiento similar en todas las estaciones.

Los años 2016 y 2014 son representados de muy buena manera.

4.2 IDENTIFICAR LA DINÁMICA BAJO LA CUAL EL WRF SIMULA LAS PRECIPITACIONES

La temporada de lluvias del 2016, se caracteriza por ser una de las más secas de los últimos años. La mayor ausencia de precipitaciones de la temporada se dio durante el 25 de diciembre del 2015 hasta el 25 de enero del 2016. Periodo en el cual prácticamente no se registraron lluvias en toda la cuenca. Debido a esta se analiza los patrones sinópticos presentes durante los días antes mencionados.

En la Figura 20, a nivel de 200hPa (niveles altos) se observó que el Alta de Bolivia se encuentra desplazada hacia el Este y se encuentra sobre el sur oeste de Brasil. De igual manera se observa que sobre los andes centrales, el flujo de vientos predominante proviene del Pacífico; Este flujo suprime el ingreso de humedad de la Amazonía lo cual es una de los principales factores para la formación de las precipitaciones sobre la cuenca. Adicionalmente la presencia de convergencia en los andes centrales favorece la subsidencia en niveles altos lo cual limita el desarrollo vertical inhibiendo aún más las precipitaciones en la zona.

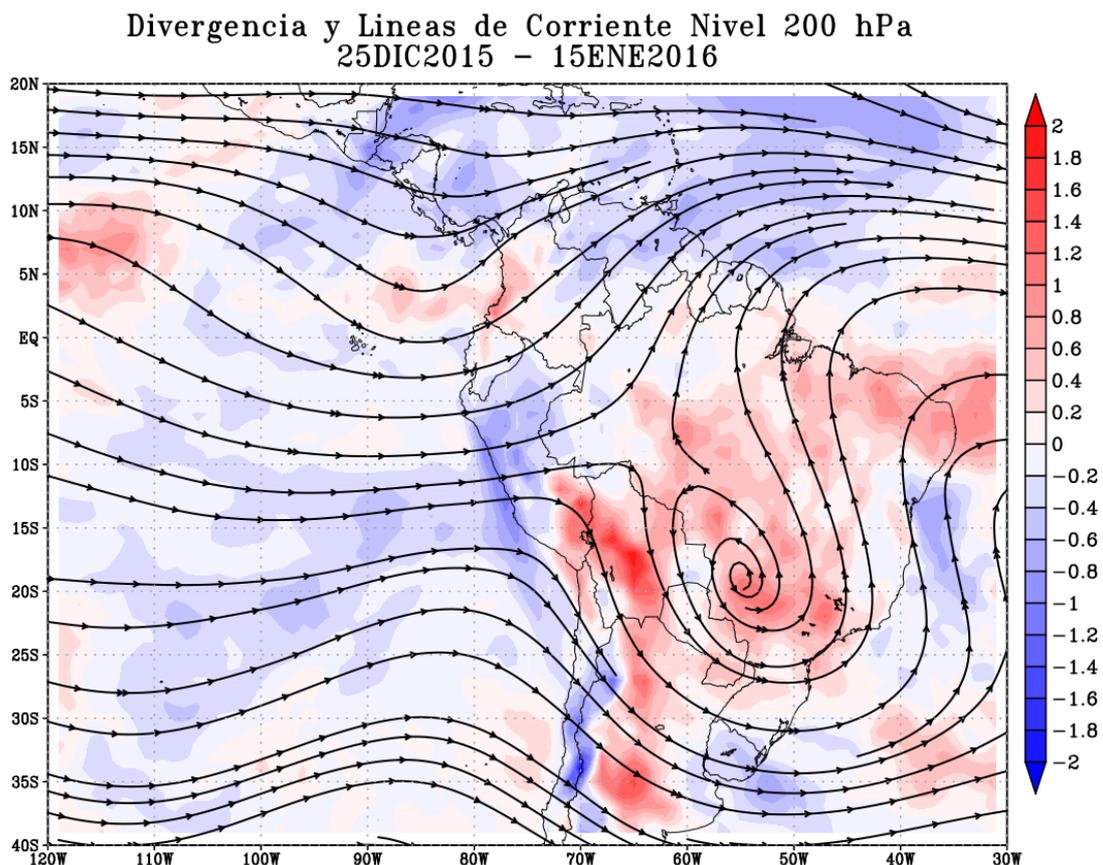


Figura 20: Líneas de corriente y divergencia a nivel de 200 hPa. Datos procesados de FNL para un promedio desde el 25 de diciembre 2015 al 15 de enero del 2016, periodo en la cual la ausencia de precipitaciones fue muy marcada.

Según lo simulado por el modelo WRF a una resolución horizontal de 3km (Ver Figura 21), Las precipitaciones fueron bastante débiles. Normalmente las lluvias en las partes altas de la cuenca acumulan más 120mm, sin embargo estas no superaron los 70 mm en la mayoría de los casos. Las precipitaciones más intensas se registraron en zonas aledañas a Tanta donde estas llegaron hasta los 100mm. Durante este periodo los valores simulados estuvieron muy cercanos a los registrados en las estaciones

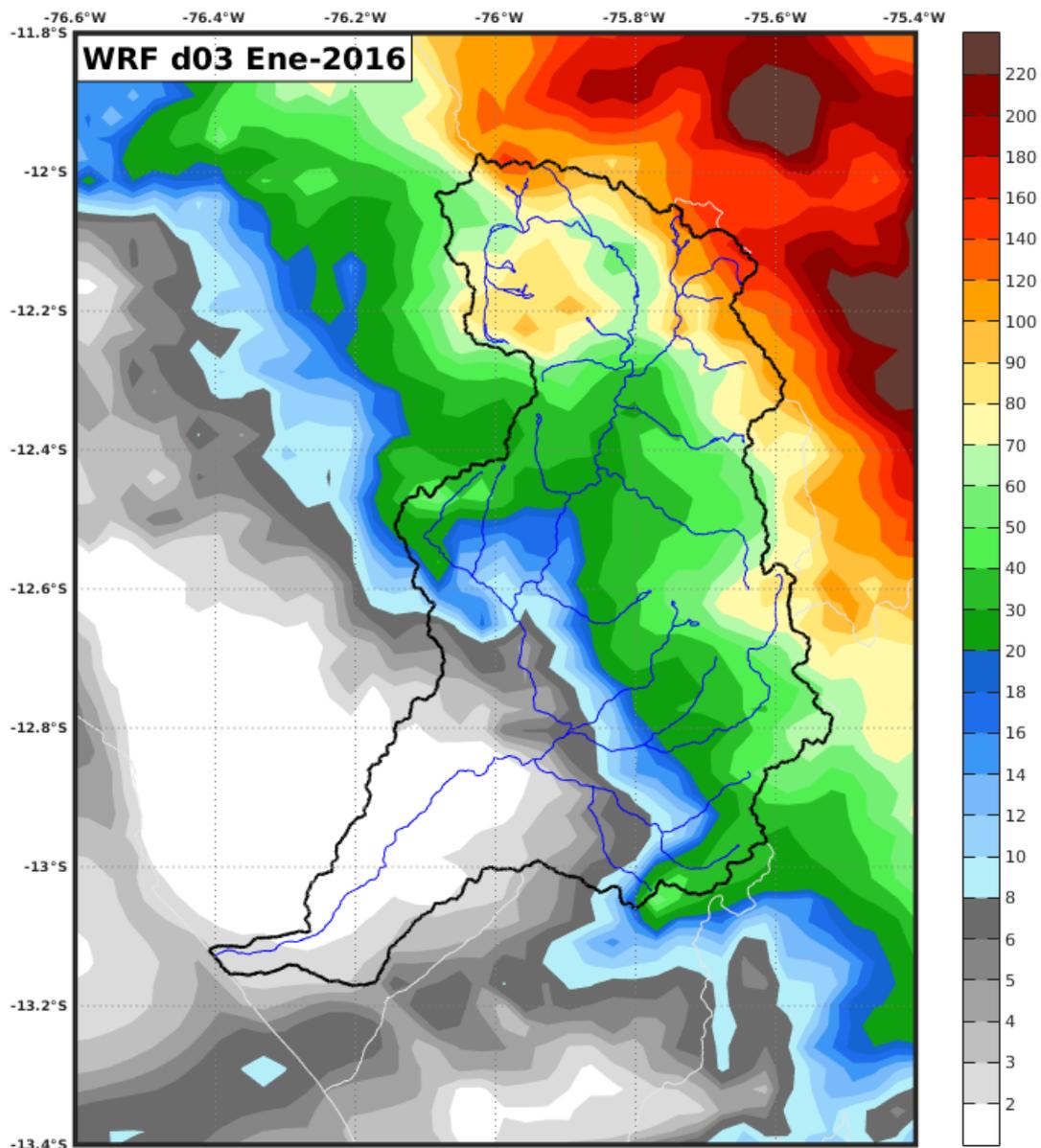


Figura 21: Precipitación acumulada durante enero del 2016 utilizando los datos del tercer dominio con el esquema de control (Thompson) a 3km.

A continuación se mostraran mapas del análisis de los flujos de viento y divergencia en niveles bajos y altas para analizar el flujo de humedad en la zona.

Niveles Medios:

Se observa que en niveles bajos flujos son predominantes del Nor-oeste, lo cual limita el ingreso de humedad proveniente de la Amazonía. No se aprecian patrones significativos en el caso de la divergencia, se debe considerar que esta cuenca tiene una muy alta pendiente y topografía sumamente accidentada.

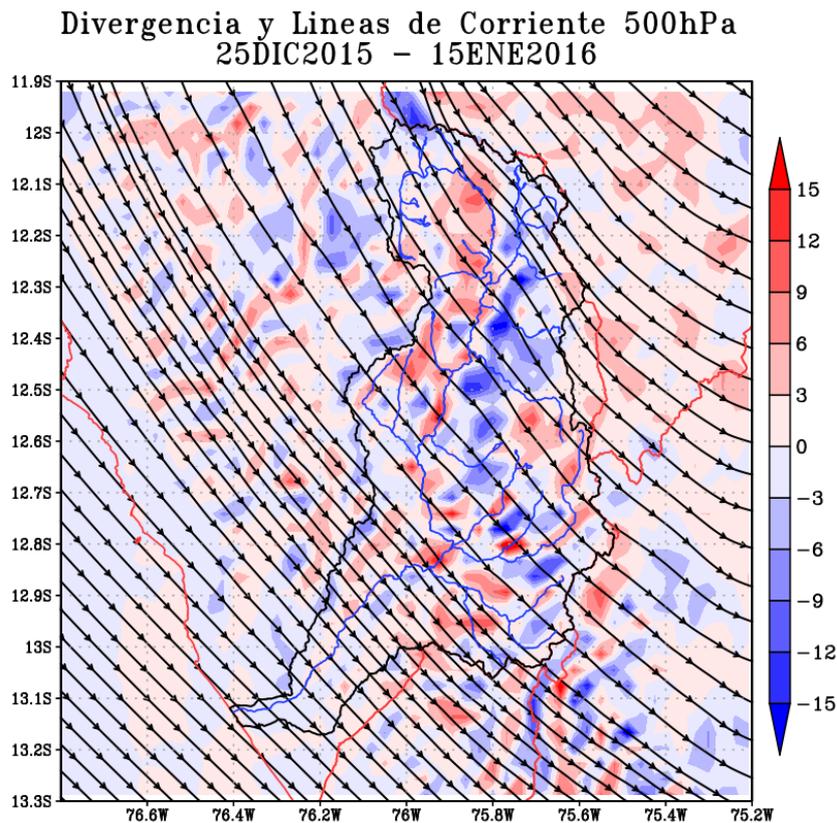


Figura 22: Flujo de viento a nivel de 500 hPa usando los resultados de tercer dominio (3 km)

Niveles Altos:

En el nivel de 200hPa, se observa que el flujo de vientos es predominante del Pacífico los cuales se caracterizan por ser más secos. Así mismo, se observa que la convergencia es predominante en casi toda la cuenca. Analizando los resultados de niveles medio y altos se concluye que la atmósfera no tenía las condiciones adecuadas para permitir la convección profunda. Esto podría ser una de los limitantes que generaron la ausencia de las precipitaciones durante estos meses de verano.

Divergencia y Líneas de Corriente 200hPa
25DIC2015 - 15ENE2016

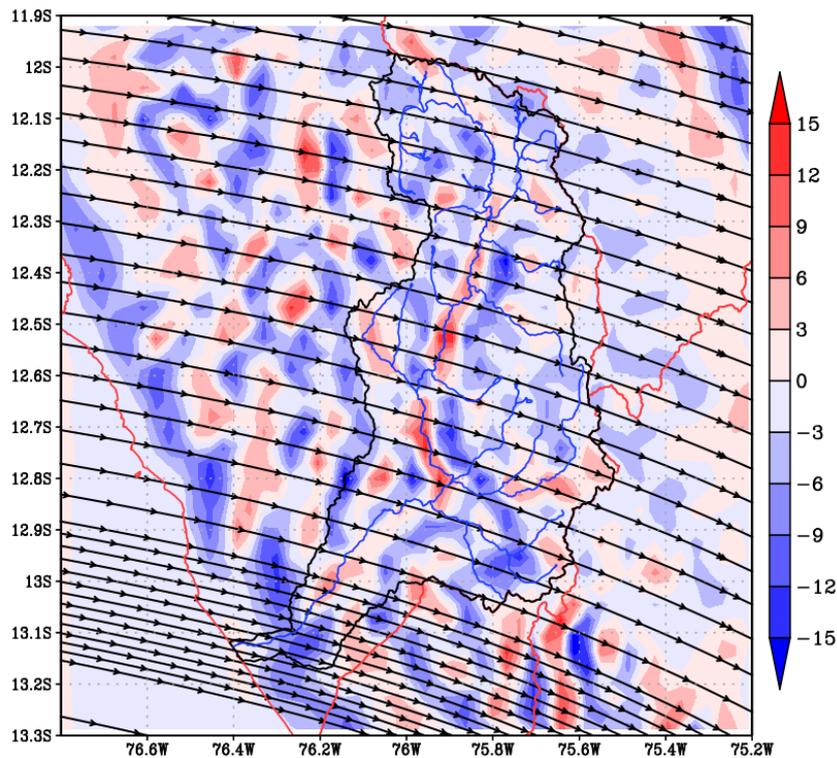


Figura 23: Flujo de viento a nivel de 200 hPa usando los resultados de tercer dominio (3 km)

Además se analizó la razón de mezcla a lo largo de la cuenca. El mayor contenido de agua estuvo concentrado en las zonas por encima de los 3500 msnm. Según Garreaud (1998) en un estudio realizado, explicó que en días donde se presenta un valor por encima del umbral ($\sim 7\text{g/kg}$) en niveles medios y altos, puede ocurrir una convección profunda. Por lo visto en la Figura 24, no se alcanzó el umbral en ninguna parte de la cuenca. Esta escasez de humedad en la atmósfera sería otro de los factores que inhiben las precipitaciones en la zona.

Relacion de Mezcla (g/kg) y vientos Nivel 500 hPa
25DIC2015 - 15ENE2016

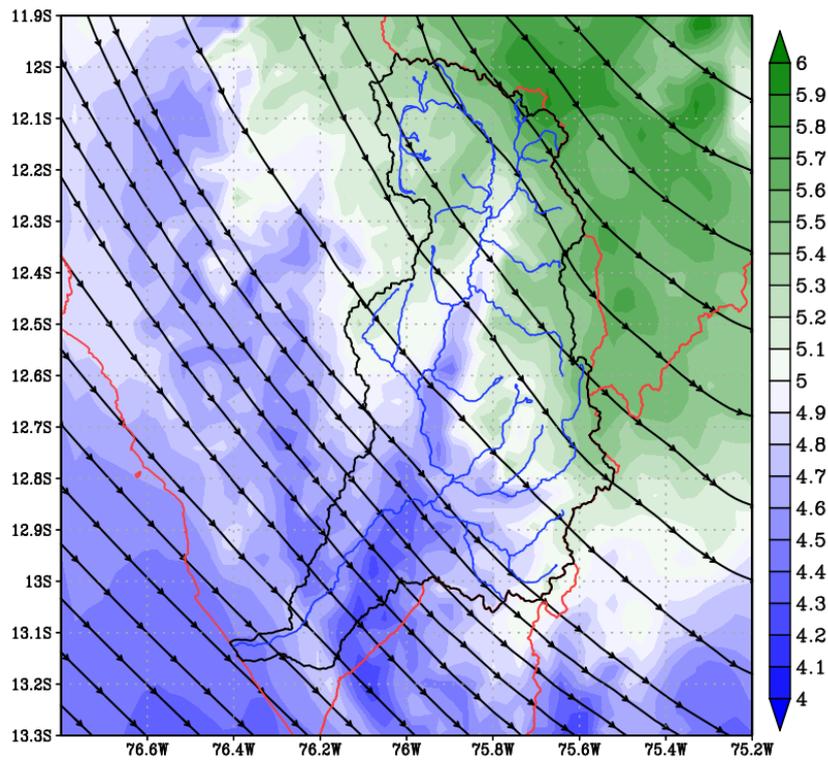


Figura 24: Relación de mezcla y flujo de viento en niveles medios.

Luego de analizar las condiciones sinópticas durante uno de los episodios más secos de todos los periodos simulados, se analizó las condiciones gobernantes cuando las lluvias fueron constantes según los registros y estas fueron bien representadas por el modelo.

Durante el periodo del 05 al 15 de marzo del 2014 se registraron constantes precipitaciones en casi todas las estaciones evaluadas. De igual manera, el modelo simuló correctamente estos episodios. Analizando los flujos de vientos en niveles altos utilizando el FNL. Se observa que para este caso el Alta de Bolivia se encontraba en su posición habitual y los flujos de vientos en los andes centrales eran predominantes de la Amazonía lo cual favorece el ingreso de la humedad. La divergencia es la condición dominante en todas los andes centrales.

Divergencia y Líneas de Corriente Nivel 200 hPa
05MAR2014 - 15MAR2014

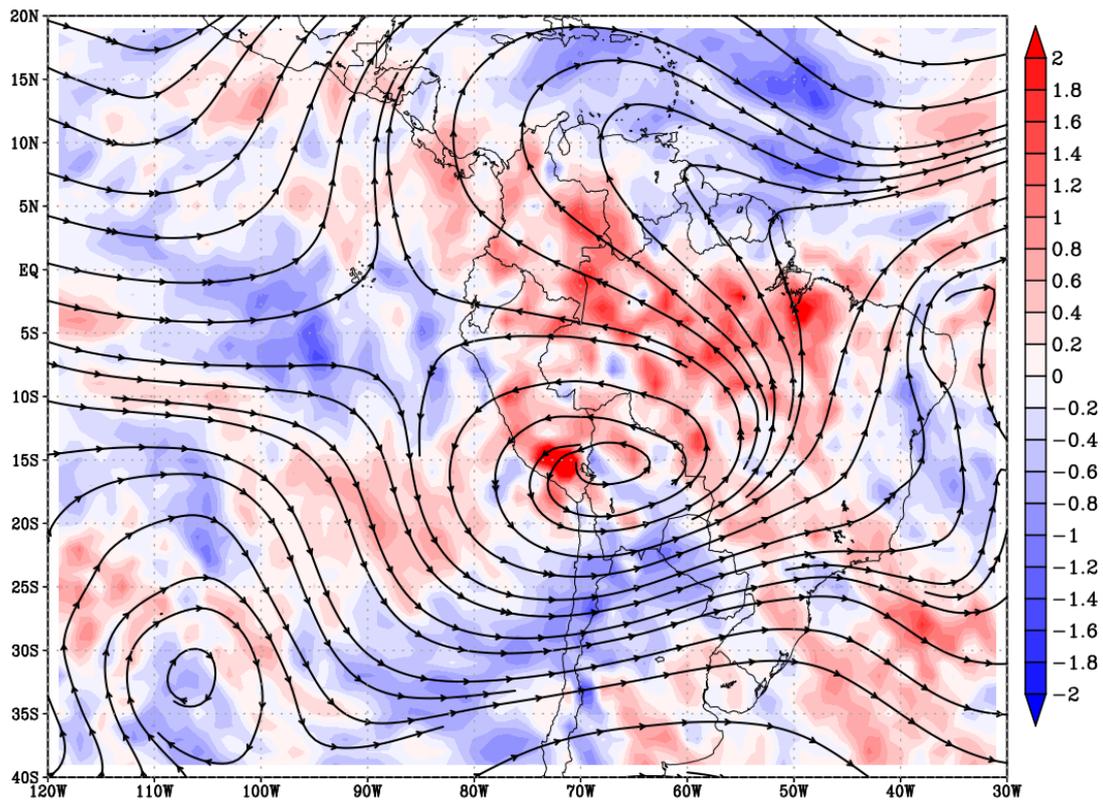


Figura 25: Líneas de corriente y divergencia a nivel de 200 hPa. Datos procesados de FNL para un promedio desde el 05 al 15 de marzo del 2014.

Analizando las salidas del WRF, estas representan de igual manera lo que se observó en el modelo global. El flujo de vientos en niveles medios y altos es predominante del este. En niveles medios, la convergencia es ligeramente predominante sobre todo en la cuenca alta; sin embargo la intensidad de esta es baja. Mientras en niveles altos se observa una fuerte divergencia nuevamente en la cuenca alta. Esto indicaría que en estas zona hubo un desarrollo vertical de las nubes lo cual ayudo a generar las precipitaciones registradas en la zona.

Divergencia y Lineas de Corriente 500hPa
05MAR2014 - 15MAR2014

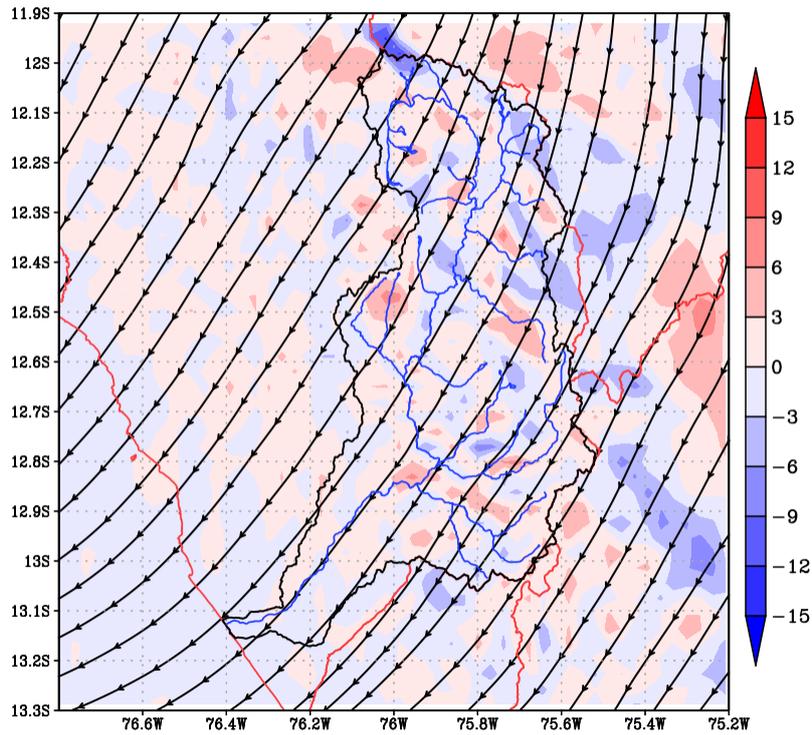


Figura 26: Flujo de viento a nivel de 500 hPa usando los resultados de tercer dominio (3 km).

Divergencia y Lineas de Corriente 200hPa
05MAR2014 - 15MAR2014

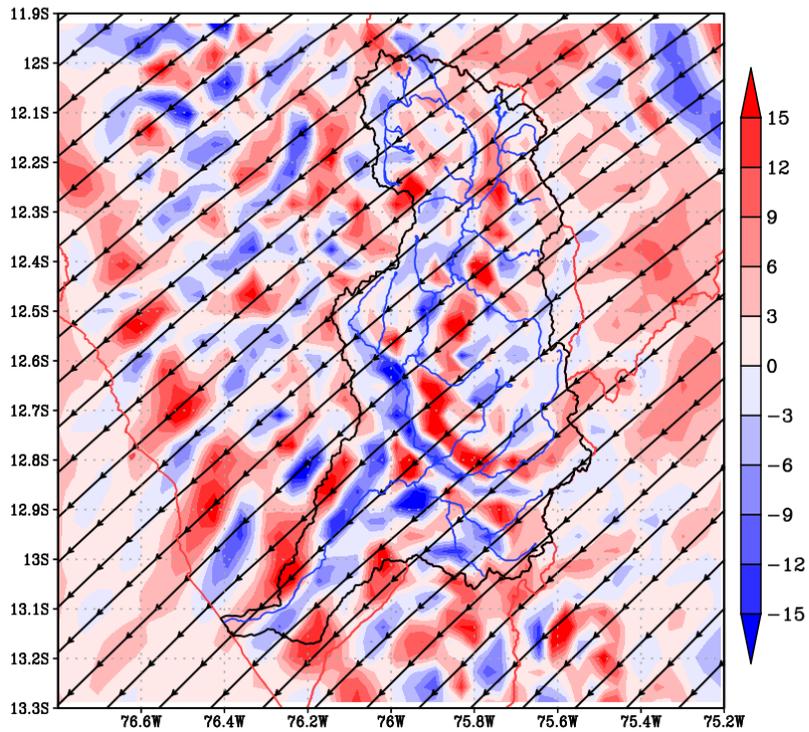


Figura 27: Flujo de viento a nivel de 200 hPa usando los resultados de tercer dominio (3 km).

V. CONCLUSIONES

En base al siguiente trabajo se llegó a las siguientes conclusiones

1. El esquema de parametrización de Morrison es la que mejor representa las precipitaciones en la cuenca. Así mismo, los mejores resultados se obtienen con la resolución de 9 km. Los resultados con este esquema como con los otros evaluados mejoraron significativamente en resoluciones por debajo de los 10 km, esto se aprecia sobre todo en los estadísticos RMSE, ME y MAE. Esta parametrización tiene un POD por encima del 70 por ciento en todas sus resoluciones, lo cual indica que se representa bien el comportamiento de las lluvias en la mayoría de los casos. Al analizar los resultados en cada uno de los tres periodos planteados en la investigación se observó que todos los índices estadísticos evaluados presentaron sus resultados más bajos: POD (66.8%), FAR (21.0%), CSI (56.7%) y RMSE (6.5) en el año 2011.
2. El modelo muestra dos dinámicas bien marcadas para el desarrollo de las precipitaciones. En los días lluviosos, los flujos de vientos son provenientes de la Amazonía tanto en niveles medios como altos (de 500 hPa hasta los 200 hPa). En los días secos, los flujos de vientos son inversos, es decir estos son provenientes del océano Pacífico donde el contenido de humedad es mucho menor, esto se refleja directamente en la relación de mezcla que no logra superar los 7 g/kg en ninguna parte de la cuenca.

VI. RECOMENDACIONES

Para mejorar esta investigación o posteriores, se recomienda trabajar con información de entrada homogénea. Si bien en todas las simulaciones se usó la misma fuente (FNL), durante los años esta ha sufrido modificaciones, las simulaciones correspondientes a los años 2015 y 2016 contaban con más niveles de información de temperatura y humedad de suelo así como de otras variables, caso que no ocurre con la simulación del año 2011. Puede ser que este sea uno de los motivos por el cual las simulaciones de este año presentaron los resultados menos favorables en todos los índices evaluados.

Así también se recomienda realizar simulaciones para un mayor número de periodos, en este caso solo se analizaron tres periodos debido al extenso tiempo que requiere hacer estas simulaciones.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P. and A. Montecinos, (1993). Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. Proc. Fourth Int. Conf. On Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia, American Meteorology Society (pp. 330-331).
- Ambiental Andina (2018). Actualización del estudio hidrológico central hidroeléctrica “El Platanal”.
- Chen, S. H., & Sun, W. Y. (2002). A one-dimensional time dependent cloud model. Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II, 80(1), 99-118.
- 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.
- Espinoza, J. C., 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.
- García Rosales, A. J. (2017). Estudio de la precipitación usando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) en la cuenca del río Mantaro. Tesis para optar por el título de ingeniero meteorólogo. Perú, Universidad Nacional Agraria la Molina.
- Garreaud, R. D. (1998) Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes. Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, Washington.
- Garreaud, R., & Wallace, J. M. (1997). The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. Monthly Weather Review, 125(12), 3157-3171.

- Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 194(1-3), 5 - 22. Late-quaternary paleoclimates of the southern tropical Andes and adjacent regions.
- Giovannetone, J. P., & Barros, A. P. (2009). Probing regional orographic controls of precipitation and cloudiness in the central Andes using satellite data. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1), 167-182.
- Gutmann, E. D., Rasmussen, R. M., Liu, C., Ikeda, K., Gochis, D. J., Clark, M. P., 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, S. Y., 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, R. A. (1993). *Atmospheric Dynamics: Cloud Dynamics*. International Geophysics Series. Ed: Academic Press Inc. 53 V, 26-66.
- Junquas, C., Li, L., Vera, C. S., Le Treut, H. & Takahashi, K. (2015). Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Climate Dynamics*. 2015:1-23.
- Junquas, C., Li, L., Vera, C. S., Le Treut, H., & Takahashi, K. (2016). Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Climate Dynamics*, 46(11-12), 3941-3963.
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch Convective Parameterization: An Update. *American Meteorological Society*, 43(1), 170-181.
- NCAR – Mesoscale and Microscale Meteorology Division (2009), *Advance Research WRF version 3 Modelling System User’s guide*.

- Marengo, J. A. (2010). Extreme weather and climate events in Brazil. *Journal of climate change*. http://www.fbds.org.br/cop15/FBDS_MudancasClimaticas_EN.pdf
- Molinari, J., & Dudek, M. (1992). Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Monthly Weather Review*, 120(2), 326-344.
- Moya-Álvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Kumar, S., Estevan, R., & Silva, Y. (2019). Response of the WRF model to different resolutions in the rainfall forecast over the complex Peruvian orography. *Theoretical and Applied Climatology*, 137(3-4), 2993-3007.
- Moya-Alvarez, A. S., Martínez-Castro, D., Flores, J. L., & Silva, Y. (2018). Sensitivity study on the influence of parameterization schemes in WRF_ARW model on short-and medium-range precipitation forecasts in the Central Andes of Peru. *Advances in Meteorology*, 2018.
- Mourre, L., Condom, T., Junquas, C., Lebel, T., Sicart, J. E., 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 Discussions*, 12(7).
- Pennelly, C. W. (2013). Verification of the Weather Research and Forecasting Model for Alberta. Thesis for the degree of Master of Science, University of Alberta.
- Ramos, L.Y. (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.
- Roebber, P. J., & Bosart, L. F. (1998). The sensitivity of precipitation to circulation details. Part I: An analysis of regional analogs. *Monthly weather review*, 126(2), 437-455.
- Samaniego Rivera, R. (2016). Simulación atmosférica de las lluvias en el valle del Mantaro utilizando el modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Tesis para optar por el título de Ingeniero Meteorólogo. Lima-Perú, Universidad Nacional Agraria la Molina.

- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G. & Powers, J. G. (2008). A Description of the Advanced Research WRF version 3. Atmospheric Research. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO.
- Stewart, R.H. (2008). Introduction to Physical Oceanography. Chapter 14, Equatorial Processes. Department of Oceanography, Texas A & M University.
- Takahashi, K. (2004) Statistical downscaling of rainfall in the Mantaro basin. Scientific report to PROCLAIM.
- Thompson, G., Rasmussen, R. M. & 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>
- Zhou, J., & Lau, K. M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of climate*, 11(5), 1020-1040.

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Datos Mensuales de la estación Yauyos

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	24.5	78.4	30.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	3.6	3.8	21.0	
1966	44.8	37.7	51.7	4.3	1.5	0.0	0.0	0.0	4.8	36.2	3.7	29.0	155.2
1967	77.6	122.5	78.3	12.3	0.9	0.0	0.2	0.2	4.0	17.2	1.5	14.6	307.4
1968	69.3	43.0	77.3	21.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	8.1	7.6	22.5	204.2
1969	24.2	36.8	37.4	17.5	0.0	1.5	0.3	0.5	3.9	24.7	18.2	67.4	120.9
1970	99.3	43.8	40.7	23.5	12.1	0.0	0.0	0.0	16.9	8.1	11.2	22.3	251.2
1971	64.7	62.6	92.1	5.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2	1.1	42.1	241.7
1972	76.8	75.3	144.2	25.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	71.7	338.4
1973	94.0	97.7	166.2	62.3	8.0	0.0	0.0	1.1	3.6	5.9	7.0	45.1	429.6
1974	135.8	140.9	115.0	8.3	0.0	3.0	0.0	10.5	0.0	5.7	37.6	34.4	436.8
1975	18.8	85.2	127.8	14.3	18.0	4.8	0.0	0.0	2.5	15.3	22.8	85.7	266.2
1976	119.2	142.9	128.6	19.9	0.0	5.1	0.0	0.0	3.8	0.0	0.0	43.8	476.4
1977	39.4	101.0	54.4	15.3	12.0	0.0	0.0	0.0	7.6	3.0	66.6	26.9	238.6
1978	80.0	55.5	13.2	39.2	0.0	0.0	0.0	0.0	7.4	18.9	30.5	27.4	175.6
1979	13.9	51.9	58.0	3.3	0.0	0.0	0.8	0.0	1.0	9.0	0.0	0.0	151.2
1980	23.0	17.3	88.1	0.0	0.0	0.0	4.0	0.0	7.4	30.3	19.8	4.3	128.4
1981	87.6	140.8	112.1	34.1	0.0	0.0	0.0	19.4	0.0	17.3	35.2	31.7	344.8
1982	49.7	67.2	73.2	5.8	0.3	0.0	0.1	0.0	0.3	10.6	38.3	0.7	221.8
1983	24.5	22.5	61.1	15.6	21.3	2.1	0.0	0.0	6.5	1.0	47.6	58.8	108.8
1984	43.9	13.4	32.6	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9	12.7	148.7
1985	30.3	47.5	91.5	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.8	0.2	46.7	182.0
1986	54.9	175.8	48.3	4.1	32.2	0.1	0.0	0.0	0.1	6.1	37.7	46.7	325.7
1987	236.1	142.9	32.6	22.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	71.6	7.5	458.3
1988	191.9	67.0	35.6	27.0	0.4	0.0	0.5	0.0	0.4	0.9	16.1	71.5	302.0
1989	39.2	90.5	106.4	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	5.2	16.3	6.8	0.0	307.6
1990	33.0	26.7	59.0	0.1	0.1	0.2	0.0	0.0	36.4	0.1	25.7	66.7	118.7
1991	19.4	33.3	102.9	11.2	0.0	2.6	0.0	0.0	0.0	7.0	8.6	17.7	222.3
1992	25.2	10.4	35.7	16.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	9.1	2.9	46.7	89.0
1993	59.1	44.0	89.8	15.5	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	21.9	29.2	6.5	239.6
1994	63.2	101.2	21.1	20.5	13.4	1.9	0.0	0.0	0.0	0.7	26.5	14.1	192.0
1995	35.5	18.4	49.6	12.4	0.3	0.0	0.0	0.0	5.4	3.5	30.0	52.0	117.6
1996	91.8	97.9	48.0	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	2.1	26.7	289.7
1997	44.2	61.1	9.9	0.4	1.4	0.0	0.0	0.7	2.4	14.8	17.1	68.7	141.9
1998	95.1	54.5	98.9	24.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	8.7	23.3	317.2
1999	77.9	141.3	55.4	22.4	23.3	0.0	0.0	0.0	3.3	20.3	6.8	53.5	297.9
2000	87.2	113.6	89.8	7.4	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.3	4.5	40.1	344.1
2001	88.1	59.9	61.6	15.3	0.8	0.0	0.0	0.0	2.1	8.6	16.7	8.7	249.7
2002	34.1	68.7	62.1	26.7	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	10.3	22.0	39.6	173.6
2003	39.8	72.5	50.9	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	5.0	83.1	202.8
2004	17.9	51.7	52.3	23.5	0.0	2.0	0.0	0.0	6.8	6.0	15.0	78.4	205.0
2005	37.7	10.1	52.7	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	83.2	178.9
2006	92.2	68.1	134.2	27.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	2.2	19.1	51.9	377.7
2007	56.6	48.9	64.9	35.7	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0	4.1	31.2	222.3
2008	114.4	113.1	52.2	8.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9	126.5	37.4	310.9
2009	79.2	114.7	46.1	25.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	38.4	28.2	26.2	277.4
2010	53.3	71.5	44.2	1.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	4.0	8.0	100.3	195.2
2011	145.4	53.6	88.6	27.8	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	1.5	28.7	46.8	387.9
2012	14.2	164.8	140.1	60.7	0.0	0.0	0.0	0.0	9.7	18.5	8.7	40.0	365.9
2013	46.6	96.3	105.0	23.7	5.8	0.0	0.0	0.9	0.0	1.8	9.6	15.2	287.9
2014	80.2	44.0	114.8	18.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.2	26.5	47.0	254.2
2015	88.5	41.3	80.5	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.4	14.7	31.8	257.3
2016	8.0	53.8	62.3	21.9	0.0	0.0	0.0	0.5	0.4	0.0	0.5	27.1	155.9
2017	191.6	130.2	132.3	32.0	4.7	0.0	0.0	0.0	1.3	17.6	4.4	11.6	481.2
Promedio	67.6	74.1	73.6	17.0	3.3	0.4	0.1	0.6	2.8	9.7	18.7	37.9	255.3
Maxima	236.1	175.8	166.2	62.3	32.2	5.1	4.0	19.4	36.4	38.4	126.5	100.3	481.2
Minima	8.0	10.1	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.0

Anexo 2: Datos Mensuales de la estación Huangascar

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	42.1	55.4	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	1.3	
1966	19.9	44.7	86.0	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.4	5.6	13.7	151.9
1967	136.3	192.4	110.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	4.6	0.0	2.1	452.7
1968	86.9	12.2	38.7	3.6	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	13.0	8.0	139.9
1969	10.5	74.0	159.5	7.2	0.0	3.5	1.0	0.0	0.0	0.8	58.2	50.6	252.1
1970	231.3	15.4	25.0	5.1	1.7	0.0	0.0	0.0	9.8	0.0	1.5	7.7	322.5
1971	65.3	54.6	133.4	3.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.5	0.0	36.8	261.0
1972	87.0	41.6	156.5	29.6	0.0	0.0	0.9	0.0	1.9	0.0	9.3	32.6	321.9
1973	80.0	99.8	77.8	34.8	1.6	0.0	0.4	0.0	0.5	3.0	4.4	43.2	290.2
1974	38.9	37.5	79.3	2.7	0.0	2.4	0.0	0.0	2.2	0.0	7.9	20.0	198.9
1975	28.0	75.8	193.1	1.9	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	26.5	317.0
1976	124.1	121.1	108.8	0.0	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5	380.6
1977	3.5	232.7	94.8	8.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.7	26.0	338.5
1978	32.9	14.9	77.1	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	151.0
1979	29.8	101.3	178.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	29.5	313.0
1980	62.5	32.6	26.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.6	10.6	15.1	151.5
1981	52.3	57.1	106.2	21.4	0.0	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	0.0	101.3	230.8
1982	55.2	108.9	63.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	29.5	57.0	72.6	328.7
1983	125.2	23.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.6	108.1	221.7
1984	148.5	139.5	42.3	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	36.5	54.7	438.4
1985	14.6	80.1	38.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	101.5	188.3
1986	160.0	56.0	23.0	5.5	1.2	0.0	0.0	6.1	0.0	0.0	5.2	84.1	340.6
1987	43.0	46.2	42.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	36.0	216.0
1988	86.5	66.4	21.0	16.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	209.9
1989	162.7	33.2	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	211.9
1990	28.4	1.1	94.2	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	29.5	123.6
1991	32.7	81.4	100.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	243.6
1992	17.9	5.9	92.3	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	4.4	116.1
1993	39.2	93.5	125.6	47.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.9	34.4	262.7
1994	139.5	134.4	78.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.6	386.4
1995	31.8	53.9	121.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.7	20.7	35.2	230.3
1996	107.9	74.6	43.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.8	261.2
1997	139.8	23.3	31.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.0	8.5	44.4	209.2
1998	119.3	142.7	132.8	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8	22.0	439.2
1999	37.1	147.1	71.1	19.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	16.7	0.0	35.2	277.2
2000	49.6	116.3	59.7	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	37.0	260.8
2001	84.9	55.5	96.8	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	28.1	0.0	274.2
2002	23.6	35.2	86.5	56.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.9	7.9	145.4
2003	38.8	46.2	39.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	50.7	132.8
2004	3.9	54.5	27.9	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.4	137.0
2005	43.6	33.5	50.5	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.2	148.0
2006	95.4	84.0	117.4	21.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	31.4	332.0
2007	28.2	22.0	71.9	21.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.0	153.5
2008	101.3	122.5	74.0	10.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	311.8
2009	70.5	90.4	84.9	5.9	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.6	16.4	248.8
2010	0.0	37.7	51.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.5	49.0	105.3
2011	79.6	67.0	44.5	25.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.9	19.7	240.1
2012	16.3	121.4	97.6	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.4	6.7	5.2	255.0
2013	15.1	124.6	86.6	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.9	231.5
2014	52.0	32.1	107.0	28.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	7.5	24.9	210.0
2015	35.9	85.4	111.8	17.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	27.7	258.0
2016	3.5	68.2	52.2	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.4	151.6
2017	210.8	135.6	282.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2	0.0	3.2	643.9
Promedio	67.4	73.7	82.4	9.9	0.2	0.1	0.0	0.2	0.4	2.2	8.2	28.4	254.2
Maxima	231.3	232.7	282.1	56.8	3.5	3.5	1.0	6.1	9.8	29.5	58.2	108.1	643.9
Minima	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	105.3

Anexo 3: Datos Mensuales de la estación San Pedro de Pilas

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	39.4	70.1	15.7	1.4	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	2.1	3.7	32.5	
1966	17.5	56.0	72.3	17.4	6.2	0.0	0.0	0.1	0.0	13.0	7.9	17.3	178.3
1967	43.7	311.3	129.3	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	17.1	2.6	3.1	501.6
1968	41.2	39.1	25.2	7.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	1.4	11.0	3.8	108.6
1969	19.4	31.6	134.5	11.1	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	5.1	22.1	189.3
1970	42.0	48.2	34.0	7.8	0.5	0.0	0.0	0.0	1.8	3.3	7.5	30.0	146.3
1971	20.3	50.8	18.5	8.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	1.0	36.9	119.6
1972	23.5	66.5	139.5	17.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	10.0	8.5	34.5	266.4
1973	23.1	98.1	61.3	22.2	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	0.6	0.2	42.3	217.0
1974	29.0	53.5	89.0	23.1	1.9	0.0	0.0	0.4	0.0	0.8	4.2	6.4	213.8
1975	19.8	33.7	163.9	9.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.9	13.5	223.8
1976	56.5	84.8	80.8	23.6	2.6	0.0	0.0	0.5	0.0	2.6	2.0	10.0	235.6
1977	11.6	134.4	96.5	23.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	1.4	9.9	252.5
1978	43.3	11.4	53.4	8.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.7	5.6	25.1	118.0
1979	12.0	112.6	108.4	11.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	7.9	6.0	258.1
1980	10.9	22.1	24.5	4.5	1.2	0.1	0.1	0.4	5.7	23.3	15.2	12.5	63.5
1981	54.5	94.8	48.9	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.3	27.1	23.9	210.8
1982	22.7	154.4	27.5	18.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.9	13.8	2.3	228.4
1983	22.2	9.3	106.2	33.1	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	4.5	36.6	45.5	140.0
1984	39.7	134.2	66.2	19.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	20.4	22.3	53.3	285.5
1985	11.3	72.5	69.3	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	4.0	47.7	206.4
1986	30.1	109.2	39.6	14.5	1.6	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	5.3	57.9	226.6
1987	40.6	48.5	54.3	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	19.1	201.3
1988	69.3	69.1	47.3	23.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.4	19.6	204.8
1989	101.0	146.5	126.4	12.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.8	0.5	18.7	393.5
1990	25.4	14.6	23.9	12.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	20.7	39.2	82.6
1991	11.4	41.8	70.8	10.8	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	4.2	16.0	163.2
1992	16.0	13.8	23.2	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	9.8	15.0	68.9
1993	22.9	62.3	104.8	11.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	8.7	20.6	205.0
1994	67.9	72.1	64.9	7.9	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	4.0	3.9	27.0	225.5
1995	24.6	16.1	56.5	3.6	0.1	0.0	0.0	0.0	1.5	5.5	14.5	37.7	124.2
1996	45.5	41.3	74.0	8.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.3	6.7	9.8	198.5
1997	56.2	21.9	8.4	0.5	1.2	0.0	0.0	1.0	1.5	0.5	13.0	54.1	96.3
1998	133.1	82.4	139.1	8.3	0.5	0.5	0.0	0.0	1.0	0.7	1.0	30.2	408.7
1999	44.7	130.0	108.0	14.2	10.1	0.0	0.0	0.0	3.2	7.8	4.4	33.6	312.9
2000	82.7	100.3	39.6	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	1.5	35.7	256.2
2001	82.3	91.9	107.6	27.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	19.5	22.3	317.5
2002	14.1	54.0	89.9	53.9	4.8	0.0	0.0	0.0	7.0	11.2	10.3	5.3	180.3
2003	20.5	40.3	47.0	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	1.4	50.3	113.1
2004	17.3	45.9	46.8	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	2.1	32.4	160.3
2005	30.0	41.5	32.9	2.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.2	136.8
2006	75.7	80.1	76.7	25.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.5	8.8	39.3	267.7
2007	21.4	17.6	61.1	7.8	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2	6.0	8.8	139.4
2008	87.3	155.0	107.2	15.8	0.5	0.0	0.0	0.5	0.0	1.0	13.3	10.1	358.3
2009	58.3	131.4	91.4	37.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	18.1	12.2	9.0	291.2
2010	25.0	53.8	63.2	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.2	38.9	151.0
2011	92.5	51.8	36.3	18.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.9	19.0	219.5
2012	15.8	137.9	90.3	40.6	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	9.7	0.3	18.5	263.0
2013	11.6	96.5	66.2	10.4	1.5	0.0	0.1	0.0	0.0	0.6	11.1	12.6	192.8
2014	47.5	46.8	121.8	6.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	3.6	10.3	32.9	228.7
2015	23.5	49.1	163.0	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	6.7	18.6	268.5
Promedio	39.2	73.6	73.5	14.3	0.9	0.0	0.0	0.2	0.6	4.6	8.1	24.8	212.4
Maxima	133.1	311.3	163.9	53.9	10.1	0.5	0.1	5.0	7.0	23.3	36.6	57.9	501.6
Mínima	10.9	9.3	8.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.3	63.5

Anexo 4: Datos Mensuales de la estación Huarochirí.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	156.6	167.9	93.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.1	23.7	41.1	44.6	
1966	134.3	108.0	151.4	40.6	4.9	0.0	0.0	0.0	0.0	23.9	40.0	43.7	438.3
1967	185.7	240.7	154.2	28.7	32.6	2.6	1.8	0.0	6.5	61.1	24.9	16.8	624.2
1968	119.7	55.1	95.1	25.0	39.1	0.0	0.0	0.0	2.8	23.2	29.5	28.0	286.7
1969	34.7	130.6	223.3	24.1	0.0	1.9	0.0	1.0	5.5	11.9	50.4	131.4	416.5
1970	217.7	63.1	59.1	59.7	16.5	6.4	1.1	4.4	17.8	13.1	11.9	44.9	471.2
1971	55.4	158.3	207.7	32.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	11.4	60.6	466.3
1972	76.7	161.4	279.5	22.6	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0	5.8	48.3	578.2
1973	146.0	75.1	190.1	104.1	0.0	0.0	0.0	5.0	21.7	17.9	5.7	54.5	459.5
1974	107.8	179.3	259.4	55.4	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	0.0	5.2	30.3	601.0
1975	48.1	56.5	261.0	44.9	11.2	7.2	0.0	0.0	5.6	0.0	20.4	109.0	395.9
1976	192.4	178.0	131.4	29.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	39.1	19.6	610.9
1977	80.8	203.3	226.1	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.4	11.6	529.8
1978	81.4	93.2	89.0	91.3	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	2.4	5.2	74.5	275.2
1979	25.2	159.7	172.8	115.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	4.8	12.2	432.2
1980	204.7	10.3	45.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.2	12.0	42.8	113.3	273.0
1981	64.0	384.3	159.3	60.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.4	155.2	721.0
1982	96.8	149.0	105.3	11.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	16.4	4.0	506.3
1983	23.6	26.9	79.6	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.6	150.0	134.1
1984	140.7	199.0	107.1	43.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.9	56.2	46.1	596.8
1985	30.8	115.4	176.0	38.8	13.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	71.2	368.3
1986	223.6	148.9	97.6	76.5	31.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	21.1	88.4	541.4
1987	297.3	125.8	21.4	62.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	7.0	19.7	532.9
1988	97.9	180.8	113.4	41.4	35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	38.2	84.4	411.9
1989	125.1	225.2	320.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.2	33.5	88.6	754.8
1990	79.2	9.6	81.2	4.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	69.4	88.6	51.6	258.6
1991	110.1	22.8	122.6	23.2	0.0	0.0	6.5	6.9	19.8	88.9	7.8	49.5	307.1
1992	84.8	118.8	60.3	6.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	40.4	31.5	67.4	313.4
1993	75.4	155.3	165.8	46.5	17.3	0.0	0.0	0.0	8.1	35.0	135.9	170.1	463.9
1994	220.6	217.3	111.9	14.6	4.7	0.0	0.0	2.1	5.7	4.7	8.9	42.5	720.0
1995	108.5	75.5	139.7	22.4	0.0	0.0	0.0	0.0	13.1	20.6	106.7	120.4	366.2
1996	204.0	179.0	242.6	31.1	2.9	0.0	0.0	6.1	5.0	10.0	25.5	56.4	746.1
1997	112.5	101.1	57.4	17.0	12.0	0.0	0.0	0.0	10.9	13.3	83.2	281.5	327.4
1998	244.7	242.8	236.1	49.1	1.5	0.8	0.0	0.6	2.2	12.0	7.2	69.7	1005.1
1999	77.5	223.1	162.5	48.8	21.1	1.8	0.0	0.0	9.8	31.1	11.0	98.3	532.8
2000	146.4	284.5	141.1	48.6	1.4	0.0	0.0	0.0	3.6	32.2	16.3	154.0	670.3
2001	177.1	187.1	219.3	45.1	3.8	0.0	2.5	0.0	11.2	18.5	19.9	7.1	737.5
2002	57.8	146.5	101.3	66.5	7.5	0.0	0.0	0.0	6.3	29.9	66.2	42.5	312.7
2003	151.6	80.3	137.4	11.2	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	9.8	1.3	192.8	411.8
2004	24.5	144.6	89.9	31.1	0.6	1.8	0.0	0.0	5.9	8.6	31.1	124.0	451.8
2005	49.0	62.0	121.0	22.0	2.2	0.0	0.0	0.0	1.2	12.2	19.9	121.4	356.0
2006	97.4	152.3	116.5	78.0	0.0	2.1	0.0	2.7	1.5	4.9	37.0	122.4	487.6
2007	141.3	112.8	216.5	70.4	3.6	3.0	0.0	0.0	0.0	32.3	25.7	40.4	593.0
2008	232.4	215.6	121.2	13.8	0.0	0.0	0.0	4.0	0.0	6.4	42.7	37.2	609.6
2009	119.8	136.0	141.6	65.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	49.7	71.3	61.0	434.6
2010	84.8	121.2	147.4	35.8	0.3	0.0	0.0	0.0	5.2	4.7	20.3	107.5	414.4
2011	186.3	83.2	145.7	45.4	0.0	0.0	0.6	0.0	0.2	2.7	33.1	53.4	522.7
2012	44.3	116.7	121.1	69.3	4.0	0.5	0.0	0.0	11.1	27.5	23.6	41.3	335.5
2013	39.3	134.6	120.2	12.5	6.3	0.0	1.7	1.3	2.9	11.9	9.8	34.0	335.4
2014	95.9	60.3	130.3	38.3	0.4	0.0	0.0	1.1	2.9	11.0	24.6	97.3	320.5
2015	96.1	85.9	193.4	33.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	9.5	7.4	49.9	472.7
Promedio	118.2	138.5	146.3	38.6	5.5	0.6	0.3	0.7	4.4	17.0	30.1	75.4	478.7
Maxima	297.3	384.3	320.1	115.8	39.1	7.2	6.5	6.9	21.7	88.9	135.9	281.5	1005.1
Minima	23.6	9.6	21.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	4.0	134.1

Anexo 5: Datos Mensuales de la estación Huañec.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	53.4	51.0	77.3	40.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	40.7	81.1	64.9	
1966	53.5	55.3	73.6	24.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	46.8	78.8	79.5	247.4
1967	163.3	154.7	105.3	37.7	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	22.3	18.0	16.3	502.9
1968	82.0	89.9	127.1	24.4	27.0	0.0	0.0	2.0	0.0	16.8	9.0	51.9	315.3
1969	41.9	48.8	78.7	38.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	20.2	90.4	235.7	221.3
1970	73.7	68.1	145.3	38.8	0.0	0.0	0.0	0.0	42.5	12.4	14.3	83.2	522.8
1971	127.6	96.1	98.0	34.9	0.0	0.0	0.0	7.5	0.0	2.0	8.0	77.6	405.0
1972	131.9	60.9	202.3	28.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	22.4	25.2	81.9	472.7
1973	99.6	80.1	110.0	64.6	0.0	0.0	0.0	0.0	13.2	33.1	14.8	99.8	371.6
1974	85.0	128.2	114.7	18.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	31.7	39.6	427.7
1975	78.6	77.7	116.0	67.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	27.9	76.2	312.0
1976	131.4	89.3	136.0	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	120.2	14.3	432.9
1977	92.3	90.8	47.7	16.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	58.1	33.3	245.0
1978	49.9	51.4	79.4	8.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	13.2	66.9	214.0
1979	36.9	71.4	80.2	75.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	17.5	44.4	255.4
1980	51.6	27.3	87.9	33.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	48.6	31.8	50.8	211.2
1981	195.1	30.2	93.2	89.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.9	89.5	369.4
1982	147.5	227.0	160.5	17.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6	25.0	6.1	624.4
1983	29.7	33.9	100.3	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	33.5	189.0	170.0
1984	34.4	42.7	123.1	64.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.2	40.8	77.6	389.2
1985	86.4	126.2	90.3	34.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.1	183.3	380.5
1986	152.6	99.8	95.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	52.7	5.1	531.5
1987	69.3	79.2	74.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.8	26.8	22.2	228.1
1988	107.9	41.1	63.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.7	128.1	33.0	234.6
1989	190.8	126.2	159.1	35.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.8	95.7	13.6	508.9
1990	26.9	10.3	79.2	7.9	13.9	0.0	0.0	5.9	14.7	43.6	23.0	73.7	130.0
1991	61.8	90.1	78.7	29.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	51.4	24.3	153.3	304.2
1992	82.1	114.9	58.3	6.2	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	19.1	30.5	65.2	408.6
1993	78.4	114.4	147.9	21.8	2.9	0.0	0.0	0.6	4.1	26.7	24.1	73.2	405.8
1994	213.5	210.3	108.3	14.2	4.6	0.0	0.0	2.0	5.5	4.6	8.6	41.1	605.3
1995	105.0	73.1	135.2	21.6	0.0	0.0	0.0	0.0	12.7	20.0	103.3	116.5	354.4
1996	127.5	168.0	135.7	11.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.6	2.4	16.1	547.7
1997	48.7	124.3	28.4	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	12.8	39.5	168.3	217.5
1998	188.5	173.1	163.3	31.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.6	7.0	59.2	693.2
1999	107.5	217.8	69.2	19.1	19.9	0.0	0.0	0.0	0.0	30.1	10.6	18.9	453.7
2000	98.2	99.2	66.1	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.1	16.4	39.2	282.4
2001	90.8	45.7	60.3	33.2	15.8	0.0	0.0	0.0	0.0	17.9	24.7	6.9	236.0
2002	51.6	58.0	125.5	31.8	0.0	0.0	0.0	0.0	3.1	12.5	19.3	17.4	242.0
2003	38.7	106.0	90.5	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.5	1.3	103.2	252.6
2004	31.2	122.7	76.5	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.3	16.2	47.8	333.6
2005	34.3	47.3	76.5	28.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	19.2	77.6	205.9
2006	73.9	76.4	182.1	59.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.9	119.2	410.0
2007	79.5	73.0	148.1	54.7	7.6	0.0	0.0	0.0	0.0	18.9	9.0	19.4	419.8
2008	164.9	188.9	102.3	29.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	25.6	475.5
2009	97.7	70.2	94.5	29.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	58.1	38.7	288.0
2010	38.7	71.6	101.4	21.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.5	19.6	100.5	250.4
2011	127.5	55.0	114.1	70.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.6	51.4	56.7	397.1
2012	46.7	105.7	164.5	80.4	0.0	0.0	0.0	0.0	9.5	38.8	34.3	36.0	373.6
2013	37.7	178.9	136.0	11.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.6	20.5	52.7	388.6
2014	68.2	80.1	149.5	52.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	10.6	35.2	97.6	350.5
2015	72.8	112.9	170.4	50.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.2	11.4	48.3	453.7
Promedio	89.4	94.8	107.9	30.7	2.1	0.0	0.0	0.4	2.1	15.5	33.4	66.8	361.5
Maxima	213.5	227.0	202.3	89.4	27.0	0.0	0.0	7.5	42.5	57.8	128.1	235.7	693.2
Minima	26.9	10.3	28.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	5.1	130.0

Anexo 6: Datos Mensuales de la estación Ayaviri.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	72.7	69.4	105.2	55.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	55.4	60.5	88.2	
1966	77.9	45.5	109.8	37.8	1.2	0.0	0.0	0.0	1.7	24.5	10.9	41.0	321.4
1967	208.6	207.4	117.9	55.2	2.5	0.0	0.0	1.1	1.0	23.2	3.8	22.2	574.9
1968	40.8	40.0	79.0	15.1	1.0	1.0	1.0	0.0	0.0	5.5	3.6	23.1	182.0
1969	47.0	122.6	194.5	5.9	0.3	0.0	8.7	0.0	0.0	1.1	57.0	190.3	387.2
1970	185.2	166.9	54.0	34.8	10.6	0.0	0.0	5.2	7.8	5.6	52.9	62.2	596.3
1971	130.2	151.7	110.6	40.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	10.9	48.9	454.6
1972	118.3	211.9	218.7	73.9	0.0	0.0	3.4	0.0	5.3	2.9	0.5	6.3	597.7
1973	204.9	193.2	127.5	16.2	6.7	0.0	0.0	2.8	13.3	21.9	13.6	75.1	531.9
1974	104.2	92.4	142.4	10.7	6.7	0.0	0.0	3.6	0.0	3.0	27.5	30.9	414.0
1975	100.9	81.4	190.1	73.7	9.6	0.0	0.0	8.1	4.6	6.1	22.1	65.2	403.3
1976	152.5	121.8	131.9	12.7	0.0	0.3	0.0	0.0	1.0	0.0	163.5	57.0	471.4
1977	197.9	76.4	176.8	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	31.2	13.0	508.1
1978	85.4	84.8	68.1	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.2	17.9	91.0	251.3
1979	50.2	150.3	97.8	102.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.7	60.4	389.2
1980	70.2	191.7	178.6	17.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	36.0	33.2	59.2	500.8
1981	265.4	41.1	46.8	21.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	25.7	121.7	412.5
1982	200.7	208.0	118.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	34.0	8.3	648.3
1983	40.5	46.1	136.4	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	45.6	257.1	231.3
1984	46.7	58.1	167.5	46.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	35.6	55.5	105.5	529.4
1985	117.5	171.7	122.9	46.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.9	11.0	149.3	517.6
1986	157.7	171.0	159.7	49.2	6.5	0.0	0.0	8.9	0.0	1.4	13.7	94.2	637.7
1987	145.5	112.3	27.5	12.1	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1	2.1	379.5
1988	95.3	118.4	86.3	73.6	12.3	0.0	0.0	1.2	0.0	0.9	174.2	7.9	302.1
1989	24.4	145.9	128.0	27.1	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0	16.9	130.2	18.5	306.2
1990	92.9	19.4	110.8	30.4	8.5	0.0	0.0	0.8	8.5	3.8	42.4	31.8	241.6
1991	28.7	65.9	143.8	60.6	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	28.9	33.0	208.5	270.2
1992	111.6	156.3	79.3	8.4	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	26.0	41.5	88.7	555.8
1993	99.0	140.4	218.9	81.2	10.1	0.0	0.0	0.0	11.8	11.7	45.3	89.2	547.0
1994	145.5	155.4	162.0	45.3	22.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.3	42.3	552.1
1995	34.6	53.0	87.5	49.0	2.7	0.0	0.0	0.0	5.0	6.6	74.2	67.0	217.4
1996	140.1	163.8	111.8	39.6	1.1	0.0	0.0	0.0	1.0	4.7	3.3	32.7	482.7
1997	135.8	127.3	46.3	1.6	0.3	0.0	0.0	3.5	3.6	0.5	29.8	160.0	342.1
1998	285.3	179.7	93.6	26.2	0.8	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.2	49.5	718.6
1999	113.6	117.8	166.0	73.2	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0	46.2	5.0	46.6	446.9
2000	157.0	214.9	150.2	24.3	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	21.9	7.4	111.8	568.7
2001	240.9	149.3	229.9	60.5	2.0	0.0	0.0	0.0	5.6	10.5	64.3	0.6	731.9
2002	68.3	103.9	159.8	81.6	5.0	0.0	0.0	0.0	14.5	28.6	42.0	39.7	332.6
2003	92.0	129.1	115.1	10.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	4.8	5.9	129.2	375.9
2004	23.9	123.5	111.8	36.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.6	24.2	95.7	388.4
2005	91.0	91.2	129.7	46.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	26.1	88.2	407.6
2006	139.5	130.7	205.0	94.6	0.0	0.0	0.0	0.0	5.2	6.4	19.7	97.7	563.4
2007	119.8	92.3	213.9	82.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	24.8	7.9	54.6	523.7
2008	215.4	216.8	118.9	20.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.6	21.0	21.5	605.7
2009	125.7	268.5	68.9	19.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.9	29.6	77.5	484.6
2010	54.3	0.0	152.8	19.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	5.7	100.9	284.6
2011	111.8	77.9	120.1	111.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.6	19.9	80.0	410.7
2012	32.1	177.8	202.3	120.1	0.0	0.0	0.0	0.0	14.2	33.0	24.5	47.3	492.2
2013	92.6	240.8	208.6	34.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.6	57.2	589.3
2014	95.7	138.9	119.3	142.7	6.6	0.0	0.0	0.0	7.0	19.9	48.6	119.2	411.1
2015	151.3	112.8	96.4	68.3	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	25.9	26.8	65.7	479.7
Promedio	116.4	128.0	131.7	44.4	3.1	0.0	0.3	0.7	2.2	12.0	33.5	72.6	451.5
Maxima	285.3	268.5	229.9	142.7	22.1	1.0	8.7	8.9	14.5	55.4	174.2	257.1	731.9
Mínima	23.9	0.0	27.5	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.6	182.0

Anexo 7: Datos Mensuales de la estación Vilca.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	120.9	225.2	135.4	37.7	11.2	0.0	15.8	32.4	60.2	61.5	68.7	141.7	
1966	189.4	103.7	179.0	51.8	21.0	9.9	3.4	1.8	51.2	170.3	148.7	190.2	613.8
1967	283.2	450.2	445.2	38.4	10.4	10.9	9.6	20.5	53.7	95.6	123.2	116.2	1368.8
1968	168.3	199.2	114.5	27.6	1.5	8.5	0.0	0.3	12.6	45.1	64.3	3.5	598.2
1969	43.3	66.3	41.3	49.7	8.0	0.2	0.0	2.9	37.7	57.4	42.9	190.8	154.4
1970	136.2	102.3	89.4	63.4	26.3	0.0	0.0	0.0	42.7	72.9	39.9	114.9	518.7
1971	173.0	216.1	133.5	9.2	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	7.4	61.3	637.5
1972	106.9	100.2	200.6	21.9	0.3	0.0	1.1	0.0	8.1	88.0	67.1	67.2	469.0
1973	123.5	105.0	105.3	29.5	1.7	0.0	0.0	8.8	8.4	56.5	169.2	177.2	401.0
1974	254.7	210.5	155.8	38.1	5.5	6.2	0.0	70.9	0.0	18.0	9.4	44.9	798.2
1975	98.9	189.3	227.4	47.7	4.0	0.0	0.0	6.3	32.2	40.4	97.6	167.8	560.5
1976	295.0	149.3	193.1	62.3	0.9	0.0	0.0	29.8	47.4	0.0	5.1	27.3	805.2
1977	117.9	198.9	169.9	28.2	0.0	0.0	1.2	0.0	0.5	23.3	55.3	33.3	514.0
1978	145.2	172.8	82.3	28.3	0.0	0.0	2.0	4.8	2.4	9.4	17.8	58.7	433.6
1979	54.7	213.8	281.1	31.0	0.8	0.0	0.0	0.9	2.1	6.2	15.8	49.5	608.3
1980	62.3	63.2	263.4	55.4	6.9	0.0	1.5	0.0	10.5	156.5	63.6	85.5	438.4
1981	234.6	270.7	310.8	128.0	1.0	0.0	0.0	0.0	14.1	54.0	92.0	76.9	901.6
1982	252.9	217.9	176.6	99.2	0.0	7.4	0.0	0.0	1.0	18.6	53.7	73.3	724.3
1983	85.5	101.9	50.2	32.3	7.0	7.1	0.0	0.0	6.2	0.0	13.3	38.0	310.9
1984	153.7	346.0	201.5	140.9	102.8	36.1	0.0	0.0	0.0	39.4	61.5	144.5	739.2
1985	141.9	145.9	139.2	43.4	32.5	27.8	4.4	0.0	19.6	36.5	46.0	51.8	571.5
1986	239.4	269.0	231.0	167.1	54.9	0.0	2.0	0.0	17.0	49.3	7.9	71.2	791.2
1987	331.1	146.0	74.1	18.4	3.5	13.0	0.0	0.0	14.3	101.7	117.1	122.3	622.4
1988	228.1	210.0	228.3	124.9	54.7	5.1	0.0	0.0	18.6	43.8	51.3	156.1	788.7
1989	169.2	190.6	182.2	81.8	23.9	15.0	5.3	0.0	14.6	14.7	54.5	76.6	698.1
1990	163.5	117.5	79.3	76.4	13.1	3.1	9.8	21.9	25.5	40.3	38.4	53.0	436.9
1991	91.8	49.1	184.4	111.9	6.6	1.2	0.0	42.1	55.2	0.0	25.7	58.9	378.3
1992	193.9	39.7	111.7	46.7	29.7	21.8	20.7	4.4	0.0	0.9	25.1	70.3	404.2
1993	82.2	100.5	52.6	66.3	29.4	6.8	18.3	16.4	96.8	217.8	232.1	319.5	305.6
1994	297.6	306.6	254.0	277.9	33.7	10.8	7.3	36.2	61.8	109.4	35.5	142.2	1177.7
1995	232.0	173.3	299.2	93.6	23.5	0.0	23.8	0.0	29.9	27.6	27.4	54.7	846.7
1996	187.1	91.7	66.2	50.5	7.8	0.4	0.0	41.7	17.3	47.4	88.6	83.6	399.7
1997	145.5	170.3	26.4	21.3	4.8	7.5	7.1	39.7	38.1	44.1	101.2	143.3	425.8
1998	187.2	155.1	112.4	47.0	0.0	8.1	0.0	2.4	15.7	46.9	84.9	105.2	598.0
1999	73.7	173.5	112.7	107.8	18.1	0.6	2.9	0.0	34.6	59.9	55.4	134.8	465.1
2000	202.2	139.5	150.7	48.2	3.8	0.0	10.1	16.3	37.8	45.1	60.4	90.4	627.2
2001	154.2	109.6	211.5	41.6	17.0	6.8	9.8	7.6	42.7	80.9	89.3	120.2	565.7
2002	100.7	160.8	139.9	96.1	15.8	14.7	25.7	15.5	54.7	79.9	80.1	146.7	521.6
2003	251.3	171.7	152.2	41.7	34.6	0.1	0.7	39.1	69.2	65.9	37.3	134.5	721.9
2004	40.2	220.9	69.8	34.8	21.0	13.9	1.2	19.5	95.7	76.0	64.1	128.9	465.4
2005	58.5	116.7	132.5	80.2	66.5	10.4	0.2	4.3	38.5	37.9	17.8	162.2	436.6
2006	136.3	148.6	166.5	84.1	2.8	17.4	0.1	30.7	37.0	81.4	104.3	89.9	613.6
2007	140.5	106.6	205.7	106.4	29.0	7.0	2.5	1.7	18.2	77.8	69.4	110.5	542.7
2008	201.9	151.9	76.6	67.5	5.4	0.9	2.0	7.9	20.3	56.0	50.4	157.7	540.9
2009	158.0	174.6	181.5	116.0	20.1	10.2	7.5	7.5	10.8	149.5	152.7	278.3	671.8
2010	167.7	137.6	105.7	41.2	10.5	0.0	0.0	0.0	19.0	35.1	65.2	153.8	689.3
2011	195.0	188.4	220.9	77.8	0.0	0.0	0.8	18.6	54.7	72.2	105.1	151.0	758.1
2012	106.2	138.1	212.1	137.7	9.6	3.5	2.9	0.0	59.0	59.3	67.5	102.3	607.4
2013	118.8	163.6	129.1	89.4	39.4	14.9	6.4	33.6	7.6	35.5	60.7	79.4	513.8
2014	159.9	99.4	203.3	48.8	18.0	1.0	0.0	5.3	42.9	35.0	42.7	194.1	542.0
2015	166.1	101.0	138.0	91.3	11.5	1.2	0.1	16.0	22.4	16.6	62.2	89.1	599.2
2016	35.2	161.5	108.1	88.7	16.4	0.0	0.0	0.0	18.2	27.4	0.0	164.0	393.9
2017	240.9	195.2	208.2	91.2	42.1	11.6	0.0	8.1	47.7	72.8	60.1	99.6	808.3
Promedio	160.3	164.7	160.8	70.5	17.2	6.1	3.9	11.6	29.2	55.8	64.1	112.4	598.6
Maxima	331.1	450.2	445.2	277.9	102.8	36.1	25.7	70.9	96.8	217.8	232.1	319.5	1368.8
Minima	35.2	39.7	26.4	9.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	154.4

Anexo 8: Datos Mensuales de la estación Carania.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	76.0	220.9	118.9	9.2	14.9	4.0	4.0	14.4	12.9	26.6	21.6	70.2	
1966	101.8	81.9	101.6	47.9	9.9	0.0	1.4	0.0	25.7	96.7	42.1	87.3	355.5
1967	174.2	212.4	141.9	36.8	18.1	8.6	21.9	12.3	19.2	31.6	12.7	44.2	615.8
1968	21.4	51.2	81.7	8.7	16.9	12.2	9.4	21.0	13.3	42.4	27.5	43.5	198.5
1969	55.1	29.8	101.1	40.6	0.0	6.0	1.6	16.0	19.9	46.8	84.6	242.6	229.5
1970	223.4	38.6	115.0	42.9	30.2	0.0	1.6	1.3	37.5	37.0	7.5	51.2	619.6
1971	130.5	137.3	134.3	17.9	2.1	2.4	0.0	1.4	0.0	13.0	8.0	103.8	453.3
1972	137.3	138.8	219.0	88.7	3.3	0.0	6.2	0.0	19.9	47.7	24.3	70.5	598.9
1973	254.0	130.9	194.3	75.8	43.0	0.0	0.0	12.9	2.6	37.3	15.3	148.7	649.7
1974	139.2	79.6	59.1	6.0	3.7	10.8	0.0	10.7	19.9	0.0	21.4	20.0	426.6
1975	75.9	70.1	181.1	55.0	37.6	19.9	17.8	23.8	42.9	24.5	62.7	101.8	347.1
1976	260.5	205.0	151.1	41.7	6.7	5.3	0.0	19.9	27.0	1.8	2.4	43.9	718.4
1977	92.6	119.7	134.9	41.9	16.7	3.2	5.0	0.0	20.0	0.0	95.1	27.8	391.1
1978	147.3	90.6	55.0	66.3	28.1	0.0	0.0	0.7	11.8	36.1	59.7	102.2	320.7
1979	24.8	169.9	137.1	10.9	8.4	15.4	0.0	2.0	10.2	0.6	0.6	15.1	434.0
1980	61.8	62.1	49.7	33.6	16.9	6.8	28.5	0.0	9.5	71.1	45.1	72.6	188.7
1981	130.5	210.0	150.6	73.1	3.3	5.6	7.7	16.2	5.1	43.3	51.9	56.8	563.7
1982	78.0	110.8	126.6	40.9	14.0	5.7	14.1	7.4	30.5	81.2	151.6	53.2	372.2
1983	64.7	3.2	177.4	40.0	45.2	15.0	6.0	18.4	16.6	14.9	32.9	74.6	298.5
1984	110.3	133.2	105.3	61.6	41.3	14.7	0.7	6.9	26.2	33.5	38.6	74.0	423.4
1985	44.9	42.8	79.1	38.6	39.6	19.9	15.9	0.3	3.4	61.2	0.0	22.6	240.8
1986	146.3	340.8	214.8	98.4	60.6	0.0	1.1	0.4	0.0	7.0	38.8	100.5	724.5
1987	329.1	98.7	62.9	28.1	0.0	0.0	0.0	18.8	0.0	0.0	19.9	38.4	591.2
1988	301.5	100.5	142.5	38.1	21.2	0.0	0.0	0.0	0.0	39.3	0.0	168.7	582.9
1989	178.5	200.9	275.9	39.1	9.1	0.8	0.0	4.5	8.8	53.0	16.5	0.0	824.0
1990	97.5	111.0	134.8	63.9	21.7	28.7	0.0	0.5	9.1	14.2	15.2	113.8	343.3
1991	106.9	98.9	176.9	37.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	55.2	4.4	17.8	496.5
1992	2.0	1.8	82.6	37.3	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	102.2	0.0	52.6	104.2
1993	174.0	171.3	144.7	53.2	1.4	0.0	0.0	7.6	6.6	20.7	97.4	179.8	542.6
1994	171.1	212.7	145.1	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.5	3.5	29.7	41.7	708.7
1995	121.6	68.7	91.2	41.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.3	0.0	53.0	323.2
1996	203.4	210.9	178.3	65.6	0.0	0.0	0.0	0.4	2.1	22.7	11.9	114.3	645.6
1997	128.9	156.8	130.5	37.1	3.6	0.0	0.0	7.9	14.1	28.0	58.6	115.5	530.5
1998	176.2	126.3	155.5	50.4	0.0	0.0	0.0	0.0	6.6	9.5	13.1	45.0	573.5
1999	82.2	232.3	175.0	140.6	60.6	0.0	0.0	0.0	12.9	64.9	45.8	218.7	534.5
2000	191.8	158.8	189.1	73.5	17.8	0.0	3.1	0.0	5.7	43.1	36.9	172.3	758.4
2001	198.8	120.7	228.2	29.7	7.9	0.0	0.0	0.0	12.6	19.3	45.4	41.9	720.0
2002	77.2	147.2	200.8	85.7	7.0	8.2	3.4	0.0	18.0	43.7	58.2	116.8	467.1
2003	115.8	146.0	150.5	35.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	26.1	12.5	129.5	529.1
2004	26.4	136.7	98.9	56.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	23.1	55.8	151.4	391.5
2005	76.7	57.1	142.2	60.1	0.0	0.0	0.0	0.0	30.6	10.1	8.8	159.2	427.4
2006	165.3	143.0	198.3	63.7	0.0	0.0	0.0	2.3	14.5	26.8	72.5	110.8	665.8
2007	94.6	100.9	169.2	53.9	17.6	2.6	0.0	0.0	2.2	13.8	28.1	80.9	475.5
2008	212.6	197.1	81.5	13.8	0.0	0.0	0.0	10.1	0.0	32.2	20.4	73.0	572.1
2009	119.9	220.1	83.8	47.1	11.8	0.0	7.2	5.2	1.3	54.8	82.3	116.2	496.8
2010	140.3	109.2	122.1	51.1	5.6	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	10.9	182.1	487.8
2011	202.4	166.5	164.7	84.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.1	32.3	110.0	715.7
2012	29.3	156.6	166.6	111.4	0.0	0.0	0.0	0.0	18.5	33.4	27.4	102.9	462.5
2013	100.1	120.1	129.7	11.8	24.5	0.0	0.0	0.0	0.0	30.1	23.9	75.5	452.8
2014	134.9	57.3	120.2	41.9	0.0	0.0	0.0	0.0	18.1	48.6	27.9	76.4	387.9
2015	137.1	75.6	125.1	56.1	0.0	0.0	0.0	9.6	0.0	9.1	26.5	67.5	414.2
2016	14.3	131.9	135.6	15.1	4.7	5.5	1.2	0.0	0.0	12.5	0.0	46.5	349.3
2017	239.3	195.9	229.4	37.5	20.8	0.0	0.0	0.0	9.7	36.9	14.7	30.3	711.1
Promedio	130.2	130.4	140.8	48.7	13.1	3.8	3.0	4.8	10.7	31.3	32.9	87.4	489.5
Maxima	329.1	340.8	275.9	140.6	60.6	28.7	28.5	23.8	42.9	102.2	151.6	242.6	824.0
Mínima	2.0	1.8	49.7	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	104.2

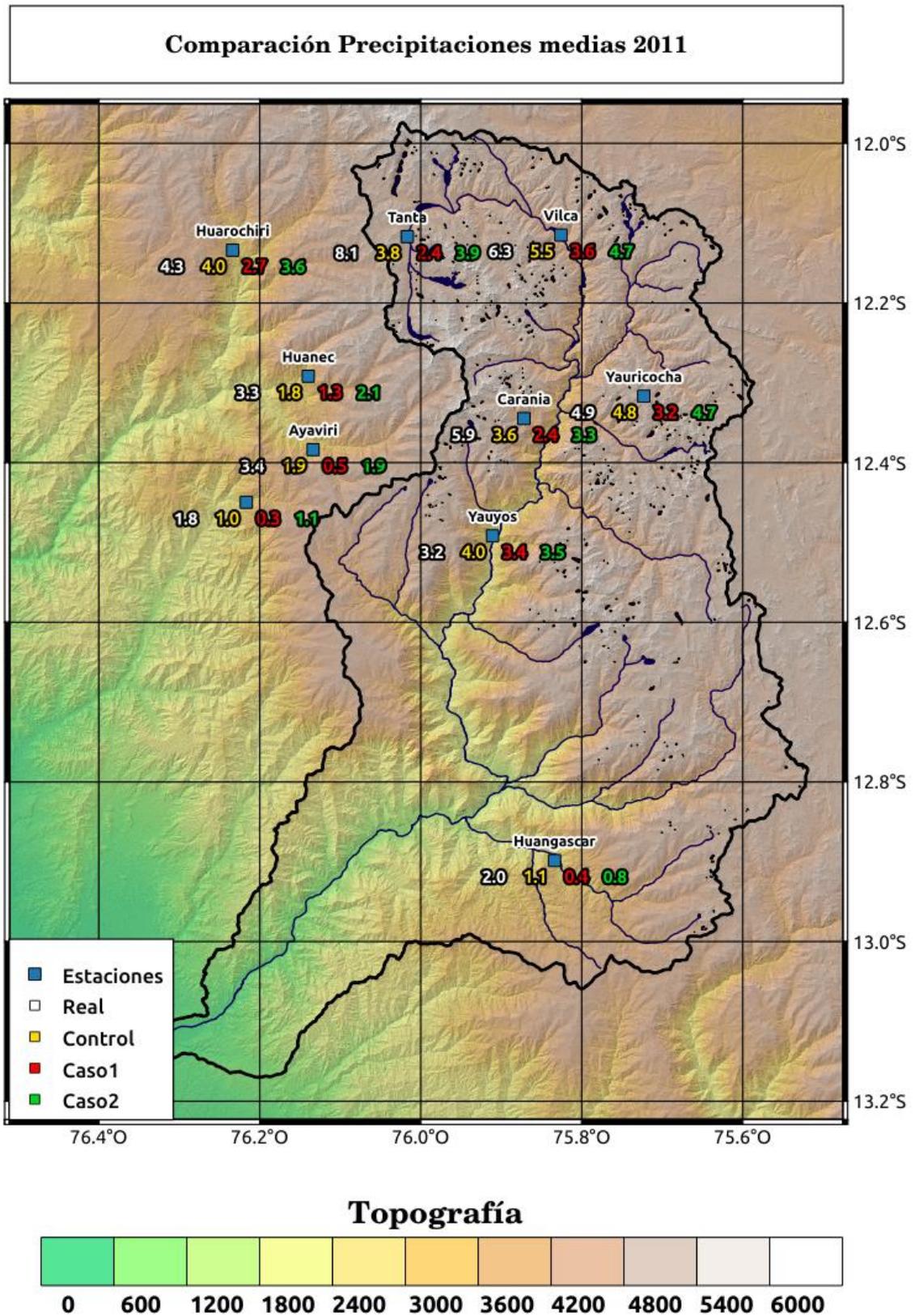
Anexo 9: Datos Mensuales de la estación Tanta.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	98.1	274.7	114.3	67.3	29.5	0.0	7.6	1.1	3.1	44.8	10.1	90.7	
1966	159.6	115.3	159.3	96.1	21.3	0.0	0.0	4.4	32.6	84.2	79.6	151.1	524.9
1967	195.8	227.4	133.6	52.8	42.8	0.0	15.3	3.7	22.8	100.7	25.9	43.8	707.9
1968	138.6	138.6	134.4	38.6	5.1	0.0	2.2	23.3	68.9	116.3	69.7	75.5	455.4
1969	94.7	163.6	125.4	114.7	0.0	4.3	0.0	5.1	40.3	118.5	143.7	262.0	459.2
1970	335.9	18.0	135.5	160.5	74.3	0.0	8.6	0.0	111.0	29.3	109.9	187.6	751.4
1971	76.8	181.1	215.3	69.9	0.0	0.0	0.0	28.1	0.0	35.3	48.3	185.6	660.8
1972	131.0	75.4	354.9	230.4	0.0	0.0	14.4	9.0	0.0	63.5	94.5	78.4	746.9
1973	230.4	108.0	185.7	143.9	59.1	0.0	6.3	12.0	104.6	125.5	87.2	159.7	602.5
1974	259.2	259.5	250.2	111.7	22.8	17.5	0.0	30.8	15.7	26.8	84.9	103.8	928.6
1975	111.0	109.6	218.4	196.6	84.3	10.7	0.0	16.1	58.2	91.1	42.2	84.8	542.8
1976	168.5	160.3	127.8	34.7	22.3	25.4	14.8	8.2	0.0	21.0	40.5	56.6	541.4
1977	132.4	115.8	141.3	74.9	19.5	0.0	0.0	1.0	14.9	32.2	68.7	52.5	446.1
1978	124.8	152.4	167.5	135.9	41.3	6.2	0.0	19.3	48.9	93.5	32.3	53.1	497.2
1979	91.7	198.3	193.0	106.1	33.5	12.2	0.0	0.0	16.0	24.8	51.9	42.0	536.1
1980	130.8	66.9	166.4	35.9	4.0	0.0	17.8	17.7	10.1	131.9	141.6	105.6	406.1
1981	139.2	286.4	338.6	46.0	0.0	0.0	0.0	15.0	25.2	45.2	78.0	64.1	869.8
1982	166.9	144.6	138.7	95.2	9.7	0.0	5.4	7.9	21.8	54.8	165.2	82.1	514.3
1983	99.0	50.9	173.4	54.4	58.2	0.4	6.0	17.2	57.6	9.1	21.8	56.7	405.4
1984	164.4	197.1	136.7	81.7	77.0	101.8	1.6	8.5	3.7	22.9	75.5	118.7	554.9
1985	151.8	146.7	191.3	158.2	34.9	25.8	20.0	31.3	5.6	42.2	62.7	79.1	608.5
1986	138.0	238.4	190.5	197.3	149.0	77.0	45.5	82.4	99.8	169.7	77.9	101.9	646.0
1987	307.1	231.4	64.7	42.5	0.0	12.6	16.3	35.2	10.1	22.7	53.5	84.5	705.1
1988	133.0	123.8	184.9	94.3	15.5	6.3	14.4	22.5	5.7	9.8	95.2	120.5	526.2
1989	166.1	121.5	182.2	85.3	26.0	5.2	9.5	27.2	16.4	47.4	203.3	33.3	590.3
1990	68.4	57.8	113.3	140.9	27.9	29.9	44.0	35.0	61.2	20.0	151.3	119.7	272.8
1991	123.2	100.1	83.5	80.9	51.7	18.2	13.3	16.7	3.8	25.6	61.1	48.5	426.5
1992	76.8	65.6	98.5	25.9	3.9	8.4	17.1	18.3	19.0	59.1	70.5	101.7	289.4
1993	213.4	243.7	199.6	120.7	29.6	8.5	7.5	8.5	35.7	101.4	162.2	163.2	758.4
1994	228.7	309.9	154.4	103.4	33.0	22.7	3.9	9.6	87.6	38.4	86.3	97.6	856.2
1995	213.4	76.5	165.7	54.9	13.4	2.6	1.7	0.0	36.8	66.1	81.4	135.6	553.2
1996	223.8	230.5	166.0	129.8	16.1	0.0	0.0	13.8	16.6	61.4	34.8	134.1	755.9
1997	177.1	253.6	24.4	36.1	5.4	0.0	0.0	21.4	50.2	45.6	133.1	178.0	589.2
1998	248.4	142.1	121.8	94.2	0.0	0.0	0.0	9.0	35.5	65.3	72.9	124.3	690.3
1999	160.5	296.8	162.6	155.0	84.6	7.3	5.5	7.0	22.2	148.8	136.6	269.3	744.2
2000	201.1	310.2	254.9	103.8	46.5	0.0	11.8	15.7	58.8	104.9	89.2	197.7	1035.5
2001	237.2	173.7	310.5	23.8	15.7	0.0	2.4	0.0	47.4	56.6	191.6	56.6	919.1
2002	150.7	178.8	283.6	123.9	26.1	0.0	3.9	0.0	52.3	94.9	147.8	133.3	669.7
2003	197.0	202.3	219.8	104.7	32.1	0.0	6.6	0.0	6.6	61.4	59.4	228.1	752.4
2004	58.3	280.3	101.1	80.5	13.2	5.0	1.8	12.9	76.5	116.9	97.3	208.1	667.8
2005	131.0	136.4	215.3	138.5	6.1	0.0	0.0	0.0	9.6	25.5	35.9	160.6	690.8
2006	204.4	181.9	249.1	169.3	6.3	6.3	0.0	12.4	57.8	69.5	133.7	193.1	796.0
2007	254.0	181.3	288.8	142.4	24.8	0.3	0.0	6.4	14.8	118.7	66.5	108.1	917.2
2008	219.4	220.0	124.7	70.1	0.0	0.0	0.0	5.6	3.0	46.4	62.5	131.7	672.2
2009	210.7	297.8	286.6	114.4	33.3	0.0	0.0	19.0	13.8	145.2	167.6	193.8	926.8
2010	194.2	169.1	234.1	47.0	0.0	0.0	0.0	0.0	29.7	44.7	95.3	260.4	791.2
2011	272.6	208.9	242.7	172.2	0.0	0.0	0.0	0.0	67.9	89.4	173.3	249.3	984.6
2012	96.8	256.4	293.3	0.0	36.7	0.0	0.0	0.0	28.5	71.0	71.3	195.3	895.8
2013	178.4	317.2	216.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	74.4	68.3	55.7	907.5
2014	183.0	230.0	280.2	137.0	0.0	0.0	0.0	9.8	12.8	39.4	41.6	197.2	748.9
2015	173.6	195.6	178.5	73.7	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	34.5	28.5	102.6	744.9
2016	59.8	155.4	164.2	47.3	11.6	5.2	0.6	3.0	29.0	44.4	8.6	107.7	482.0
2017	242.0	251.9	333.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	106.9	57.0	0.0	935.4
Promedio	168.7	181.7	188.5	94.6	25.4	7.9	6.2	12.3	31.5	66.8	85.8	125.0	667.3
Maxima	335.9	317.2	354.9	230.4	149.0	101.8	45.5	82.4	111.0	169.7	203.3	269.3	1035.5
Mínima	58.3	18.0	24.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.1	8.6	0.0	272.8

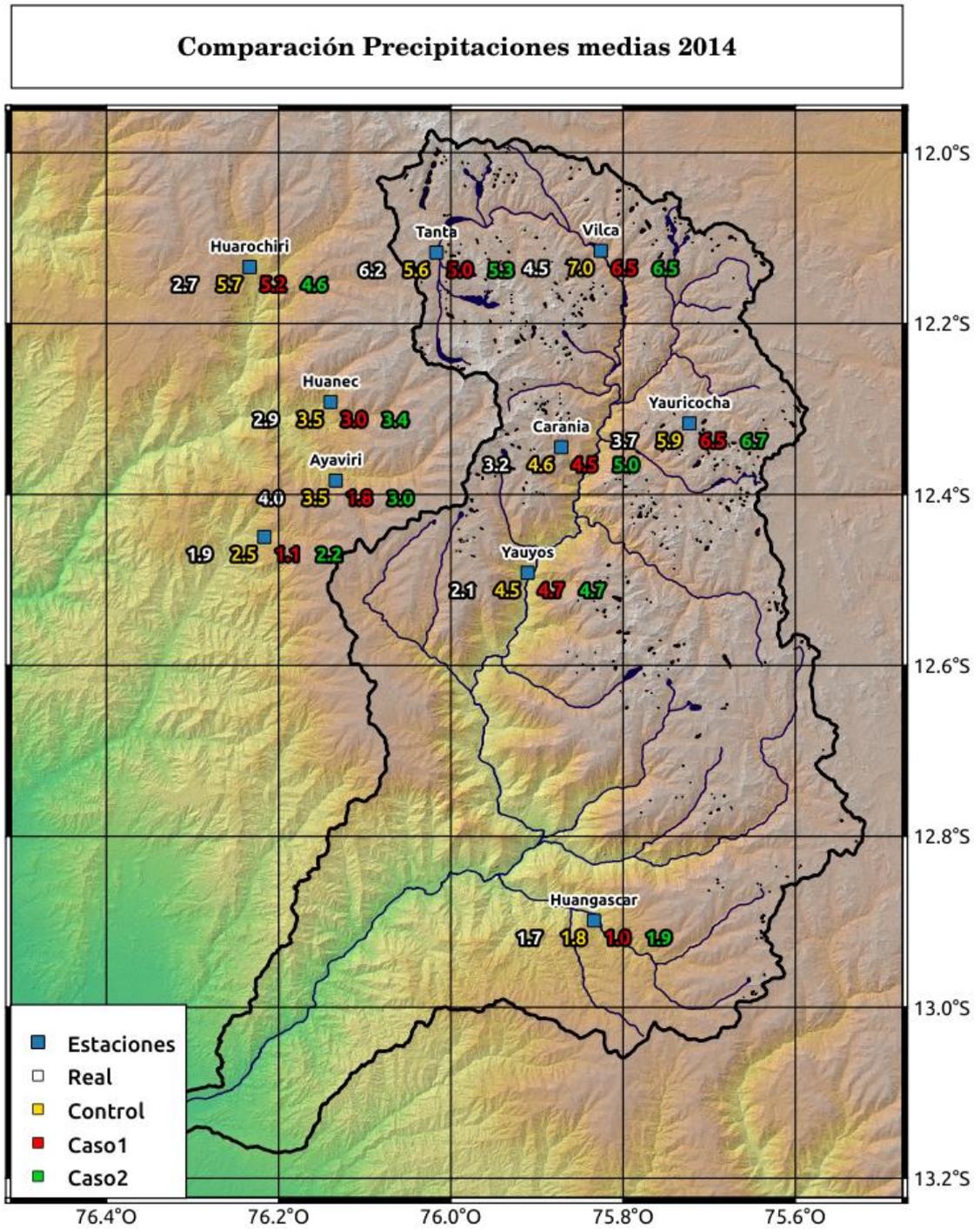
Anexo 10: Datos Mensuales de la estación Yauricocha.

Años	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Total
1965	197.9	197.4	140.8	51.1	15.8	2.5	38.1	52.1	34.0	61.6	37.7	109.6	536.1
1966	166.1	125.8	191.3	49.9	21.5	0.2	0.2	3.9	67.4	86.5	111.0	185.4	592.8
1967	181.1	205.8	94.9	113.3	60.7	17.5	9.1	55.2	45.0	84.7	66.5	167.1	667.2
1968	97.3	80.2	188.4	50.3	32.1	0.4	27.4	42.8	13.7	64.4	66.7	42.7	533.0
1969	110.2	135.5	144.4	60.0	5.1	0.7	2.1	55.4	15.6	98.3	129.4	199.3	432.8
1970	316.7	89.2	239.0	109.5	91.2	0.0	13.9	18.6	59.0	85.5	51.6	93.4	844.2
1971	205.0	168.6	83.0	90.9	6.4	1.2	0.2	20.3	20.3	44.7	50.7	108.6	550.0
1972	175.3	125.0	322.6	78.9	5.9	0.0	19.0	1.6	37.9	93.4	107.5	159.1	731.5
1973	146.5	129.7	166.2	99.0	58.0	0.0	0.8	73.4	49.3	109.7	72.0	194.1	601.5
1974	310.8	206.4	149.4	81.9	12.6	10.3	15.1	57.3	11.7	56.7	88.9	62.6	860.7
1975	106.1	129.4	240.0	64.0	73.4	11.2	98.4	47.7	57.4	77.4	37.6	214.8	538.1
1976	266.1	117.6	135.3	71.8	59.6	36.9	2.3	32.8	21.2	31.7	32.1	33.0	733.8
1977	32.7	157.2	230.1	21.1	9.5	3.4	0.3	6.0	34.3	114.3	90.9	74.5	453.0
1978	225.1	102.8	142.9	110.8	9.2	2.0	3.3	26.9	32.2	122.4	37.7	47.1	545.3
1979	105.6	167.9	180.4	50.0	13.4	1.7	0.0	14.6	21.3	41.6	37.6	79.8	501.0
1980	201.2	89.5	62.1	47.8	8.6	2.4	5.5	5.0	50.1	120.9	115.4	111.6	432.6
1981	167.2	205.2	331.2	89.8	4.0	1.6	0.6	27.5	18.3	67.3	80.9	154.3	815.2
1982	154.9	158.4	100.4	103.6	10.7	3.0	3.3	45.0	11.7	125.9	194.1	102.1	568.0
1983	143.3	97.7	140.6	81.4	50.3	9.1	13.5	45.3	43.8	95.4	51.0	82.8	483.7
1984	317.5	164.1	191.0	98.9	18.4	25.4	49.5	47.0	13.6	125.3	101.2	102.1	755.4
1985	101.2	148.5	142.9	25.4	10.5	102.9	53.2	5.0	15.3	56.8	60.5	53.7	494.7
1986	95.4	209.1	228.7	86.5	59.7	0.8	6.3	4.9	19.8	45.1	54.1	158.7	586.9
1987	315.3	180.7	89.8	39.1	12.0	20.5	70.6	13.2	10.7	27.8	63.7	143.8	744.5
1988	209.1	129.3	214.4	163.9	21.3	10.3	0.0	10.7	33.8	60.6	81.4	175.3	696.6
1989	196.8	176.7	212.0	49.3	17.7	27.6	8.5	49.7	61.4	86.2	38.4	41.8	760.8
1990	148.9	90.9	107.3	68.6	51.1	32.7	4.5	19.4	54.7	121.0	124.2	183.4	388.9
1991	117.9	172.4	171.1	138.0	39.9	41.8	15.6	18.4	20.2	118.3	48.9	87.5	644.8
1992	129.3	107.6	128.3	42.1	5.8	5.4	7.5	15.9	7.3	113.8	46.8	51.7	452.7
1993	164.5	183.3	183.0	177.9	26.8	2.1	18.7	18.1	30.7	120.7	185.3	159.9	582.5
1994	228.2	210.7	225.6	163.6	40.0	1.1	0.7	17.4	54.0	44.0	36.9	91.1	824.4
1995	148.2	101.8	191.8	68.7	9.8	2.8	7.8	1.9	40.3	65.2	78.4	131.1	532.9
1996	178.3	162.2	102.2	96.1	14.3	1.8	3.3	22.8	40.6	44.1	39.2	133.5	573.8
1997	157.9	183.8	66.8	30.4	8.2	4.0	1.0	57.5	38.7	88.6	108.6	182.8	542.0
1998	249.8	176.1	172.8	65.3	0.7	12.9	2.0	7.1	15.9	80.9	88.9	99.8	781.5
1999	113.7	233.4	156.1	143.8	47.3	2.6	8.8	5.4	24.7	82.5	62.4	172.0	603.0
2000	191.7	194.9	227.6	63.1	53.8	2.7	19.2	29.1	23.9	131.7	65.4	188.2	786.2
2001	208.1	123.0	242.7	73.7	30.0	4.1	21.4	9.3	47.1	71.4	109.7	46.5	762.0
2002	82.7	211.7	240.5	73.5	36.9	6.1	32.8	16.8	57.4	98.3	148.0	134.0	581.4
2003	183.2	193.9	197.3	111.8	30.6	0.0	8.6	12.2	59.0	139.2	65.9	163.8	708.4
2004	34.9	172.7	150.0	76.1	6.7	10.2	7.2	14.7	90.7	114.4	77.3	184.0	521.4
2005	86.1	154.3	143.3	114.8	5.9	0.0	0.0	13.3	26.3	35.4	29.0	139.8	567.7
2006	229.7	121.0	247.6	90.0	3.6	4.7	1.1	49.0	39.3	102.1	121.6	133.0	738.1
2007	247.6	138.2	225.0	102.1	31.1	5.1	0.0	0.0	30.1	84.7	50.8	120.3	743.8
2008	162.7	236.6	60.0	47.2	10.3	2.7	0.0	18.0	44.9	89.9	43.0	131.7	579.6
2009	153.4	239.0	111.9	118.4	6.3	0.0	2.4	66.8	27.3	102.5	181.2	268.5	636.0
2010	333.1	144.7	207.2	86.2	4.8	0.0	0.0	0.0	26.7	61.7	50.0	123.6	953.5
2011	174.0	157.0	131.4	73.2	0.0	0.3	1.8	12.5	90.2	95.8	72.2	107.6	586.0
2012	132.3	291.0	200.7	97.7	0.0	0.3	6.9	0.0	88.8	105.8	52.5	63.8	731.6
2013	145.2	114.4	65.9	33.9	8.1	0.0	20.6	54.7	25.7	77.4	48.3	81.2	389.3
2014	116.0	114.9	127.7	41.9	0.0	0.0	16.5	4.2	72.1	37.8	15.1	147.4	439.8
2015	188.3	216.2	287.5	78.3	39.0	4.1	0.0	39.8	63.3	100.9	142.8	101.0	839.4
2016	164.4	287.9	158.3	87.3	10.5	5.0	19.3	4.4	5.5	76.0	37.7	88.4	711.6
2017	327.9	226.4	306.6	88.0	20.3	7.4	2.2	5.0	28.4	63.8	41.6	93.0	949.3
Promedio	176.3	163.4	173.5	81.9	23.2	8.5	12.7	24.4	37.2	84.0	76.0	122.8	634.2
Maxima	333.1	291.0	331.2	177.9	91.2	102.9	98.4	73.4	90.7	139.2	194.1	268.5	953.5
Minima	32.7	80.2	60.0	21.1	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	27.8	15.1	33.0	388.9

Anexo 11: Precipitación media del periodo 2011 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.



Anexo 12: Precipitación media del periodo 2014 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.



Anexo 13: Precipitación media del periodo 2016 comparada para cada estación, donde control representa la parametrización de Thompson, caso 1 Lin Purdue y caso 2 Morrison.

