

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“EFECTO DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS
NIVELES EN LA OCURRENCIA DE PRECIPITACIÓN
EN LA SELVA DEL PERÚ”**

Presentada por:

JOSE CARLOS COELLO FABABA

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima - Perú

2020

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

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“EFECTO DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS NIVELES EN LA
OCURRENCIA DE PRECIPITACIÓN EN LA SELVA DEL PERÚ”**

Presentada por:

JOSE CARLOS COELLO FABABA

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro
PRESIDENTE

Mg. Sc. Eusebio Idelmo Cisneros Tarmaño
MIEMBRO

Ing. Franklin Delio Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Doris Calle Montes
ASESORA

DEDICATORIA

*Dedico esta investigación a mis padres, familiares, amigos y de forma muy especial a esa persona que siempre estuvo a mi lado en todos los momentos que la vida te pone a prueba.
A ellos quienes fueron mi motor para seguir adelante, y nunca darme por vencido.*

AGRADECIMIENTO

A los profesores y amigos, quienes contribuyeron en los conocimientos adquiridos durante el desarrollo de mi vida profesional, a las personas que hicieron posible la realización de esta tesis y de forma especial a Olenka, por su apoyo incondicional; a todo un agradecimiento eterno.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	ix
ABSTRACT	x
I. INTRODUCCIÓN	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1. ANTECEDENTES HISTÓRICOS	3
2.2. PATRONES SINÓPTICOS ASOCIADOS A EVENTOS SALLJ DURANTE EL VERANO AUSTRAL	4
2.2.1. Climatología de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) durante el verano austral	5
2.2.2. Climatología de la Alta de Bolivia (AB) durante el verano austral.....	6
2.2.3. Comportamiento Típico del Anticiclón del Atlántico Sur (AAS)	7
2.3. CLIMATOLOGÍA DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJO NIVEL EN AMÉRICA DEL SUR.....	8
2.4. DESARROLLO DE COMPLEJOS CONECTIVOS INFLUENCIADOS POR EL SALLJ.....	9
2.4.1. Formación de nubes por ascenso orográfico	11
2.4.2. Modelo conceptual de formación de un complejo convectivo sobre Perú	11
2.5. PROCESOS TERMO – DINÁMICOS DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS NIVELES.....	12
2.6. ANÁLISIS TEMPORAL DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO	12
a. Distribución weibull.....	13
b. Parámetros de distribución weibull.....	13
2.7. COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE KENDALL	17
III. METODOLOGÍA	18
3.1. ÁREA DE ESTUDIO	18
3.2. MATERIALES Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS	19
3.3. OBTENCIÓN DE DATOS.....	19
3.3.1. Viento, humedad específica y altura geopotencial	19
3.3.2. Datos de precipitación con imágenes satelitales.....	21

3.4.	METODOLOGÍA	22
3.4.1.	Comportamiento espacio-temporal de la corriente en chorro de bajos niveles en la selva del Perú durante el verano austral entre los años 2005 al 2014.	23
3.4.2.	Análisis de la precipitación diaria acumulada y eventos SALLJ sobre la selva del Perú durante el verano austral entre los años 2005 al 2014.....	28
3.4.3.	Mecanismos físicos asociados a eventos SALLJ para la ocurrencia de precipitación en la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.	29
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	30
4.1.	COMPORTAMIENTO ESPACIO-TEMPORAL DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS NIVELES SOBRE LA SELVA DEL PERÚ DURANTE EL VERANO AUSTRAL ENTRE EL 2005 Y 2014.....	31
4.2.	PRECIPITACIÓN DIARIA ACUMULADA Y EVENTOS SALLJ SOBRE LA SELVA DEL PERÚ EN EL VERANO AUSTRAL ENTRE LOS AÑOS 2005 AL 2014.	40
4.3.	MECANISMOS FÍSICOS DEL SALLJ PARA LA OCURRENCIA DE PRECIPITACIÓN EN LA SELVA DEL PERÚ DURANTE EL VERANO AUSTRAL EN LOS AÑOS 2005 AL 2014.....	56
V.	CONCLUSIONES	76
VI.	RECOMENDACIONES	77
VII.	BIBLIOGRAFÍA	78
VIII.	ANEXOS	83

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Climatología estacional de la posición e intensidad del centro de presión del anticiclón del Atlántico Sur (1979-2005).....	8
Tabla 2: Criterios de identificación del SALLJ	15
Tabla 3: Deficiencia de datos del ciclo diurno	20
Tabla 4: Características del producto 3B42 del TRMM	22
Tabla 5: Ordenamiento de datos	23
Tabla 6: Número de casos SALLJ registrados durante el verano austral 2005-2014.....	41

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Perfil vertical de la corriente en chorro de bajos niveles	3
Figura 2: Desarrollo de sistemas en superficie a escala regional	5
Figura 3: Circulación en niveles altos.....	6
Figura 4: Modelo conceptual para circulación atmosférica durante el verano austral con base de datos del modelo IROAM	7
Figura 5: Interacción del SALLJ y desarrollo de MCS,.....	10
Figura 6: Estructura vertical del viento meridional (m/s) entre 850 y 700 hPa	16
Figura 7: Área de estudio del efecto SALLJ	18
Figura 8: Recta de ajuste usando el Método de Mínimos Cuadrados.....	26
Figura 9: Distribución de Weibull para un factor de forma y escala fijas	27
Figura 10: Distribución acumulada de Weibull para parámetro de forma y escala constante.....	27
Figura 11: Delimitación de zonas de influencia	30
Figura 12: Correlación de viento meridional (V_m) del norte y cizalladura vertical para las 00, 06, 12 y 18 UTC.....	32
Figura 13: Promedio del viento meridional (V_m) del norte para las 00, 06, 12 y 18 UTC	34
Figura 14: Promedio de cizalladura vertical ($V_{ciz. vert}$) para las 00, 06, 12 y 18 UTC ...	35
Figura 15: Factor de forma (dispersión de datos) del viento meridional (\bar{V}_m) del norte para las 00, 06, 12 y 18 UTC.....	37
Figura 16: Registro máximo del viento meridional (V_m) del norte para las 00, 06, 12 y 18 UTC.	39
Figura 17: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W	42
Figura 18: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W	43

Figura 19: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W	44
Figura 20: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W	45
Figura 21: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W	46
Figura 22: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W	47
Figura 23: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W	48
Figura 24: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W	49
Figura 25: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W	50
Figura 26: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W	51
Figura 27: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W	52
Figura 28: Comportamiento temporal del V_m (líneas rojas) , $V_{ciz. vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W	53
Figura 29: Correlación de viento meridional (V_m) del norte y precipitación diaria para las 00, 06, 12 y 18 UTC	55

Figura 30: Promedio de Presión a nivel medio del mar (hPa) durante el verano austral	59
Figura 31: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.....	60
Figura 32: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.....	61
Figura 33: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.....	62
Figura 34 : a) Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (mgs, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.	63
Figura 35: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.....	64
Figura 36: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.....	65
Figura 37: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.....	66
Figura 38: Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (mgs, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.....	67
Figura 39: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.....	68
Figura 40: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.....	69

Figura 41: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.	70
Figura 42: Flujo de Humedad especifica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (m, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.	71
Figura 43: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.	72
Figura 44: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.	73
Figura 45: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.	74
Figura 46: a) Flujo de Humedad especifica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (m, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.	75

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Código para cálculo de cizalladura vertical y extracción a formato .tif	83
Anexo 2: Test estadístico no paramétrico Anderson Darling	84
Anexo 3: Programa para cálculo de correlación entre datos pareados de viento, cizalladura y precipitación	85
Anexo 4: Programa para cálculo de parámetro de forma y escala para distribución Weibull, aplicado a datos de viento	86
Anexo 5: Programa para cálculo máximo valores registrados en el periodo de análisis	87
Anexo 6: Total de eventos SALLJ identificados con el criterio “0” y “1”	90

RESUMEN

Se evidencia un flujo de viento en niveles bajos denominado La corriente en chorro de América del Sur (SALLJ, siglas en inglés), con una distancia de recorrido aproximadamente de 5 414 km que cruza los países de Venezuela, Colombia, Perú, Bolivia, Argentina y Paraguay. Su papel fundamental es la distribución de humedad sobre los países del sur, mostrando mayor actividad durante el verano austral, tal es el caso de Argentina, donde el SALLJ genera grandes precipitaciones sobre la cuenca del río de La Plata. Así mismo, es un mecanismo de transporte de humedad que se genera al lado Oriental de la cordillera de los Andes, interactuando con la topografía, el contraste térmico entre superficies durante el día y la noche, y moduladores de la atmósfera como el gradiente de presión, entre otros. De tal forma, en este estudio se considera la base de datos del modelo atmosférico Global Forecast System (GFS) en las corridas de las 00, 06, 12 y 18 UTC y datos de precipitación acumulada estimados por el satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) durante los veranos australes comprendidos del 2005 al 2014. Se utilizó la distribución de Weibull para el análisis estadístico de los datos del viento meridional del norte y un test estadístico no paramétrico de correlación de Kendall para asociar los eventos SALLJ definidos por los criterios de Whiteman (1997) y Bonner (1968). Por último, se analizaron las condiciones sinópticas de los sistemas característicos que se desarrollan durante el verano austral como el Alta de Bolivia (AB), la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Anticiclón del Atlántico Sur (AAS), quienes actúan como factores en el desarrollo de sistemas convectivos. Se encontró un promedio de vientos de componente meridional del norte entre 1.2 y 11.7 m/s con variaciones de ± 3.2 m/s, registrando un viento máximo de 21.4 m/s. De los criterios utilizados en la metodología, propuestos por Whiteman (1997) y Bonner (1968) se caracterizó el 53.8 por ciento y 46.2 por ciento, respectivamente de los casos identificados.

Palabras clave: Corriente en chorro de América del Sur (SALLJ), Distribución Weibull, precipitación diaria, cizalladura vertical.

ABSTRACT

There is evidence of a low level wind flow called the South American jet stream (SALLJ), with a distance of approximately 5 414 km that crosses the countries of Venezuela, Colombia, Peru, Bolivia, Argentina and Paraguay. Its fundamental role is the distribution of moisture over the southern countries, showing greater activity during the southern summer, such is the case in Argentina, where SALLJ generates large rainfall over the La Plata river basin. Likewise, it is a moisture transport mechanism that is generated on the eastern side of the Andes mountain range, interacting with topography, thermal contrast between surfaces during the day and night, and atmosphere modulators such as the pressure gradient , among others. Thus, this study considers the database of the Global Forecast System (GFS) atmospheric model in the runs of 00, 06, 12 and 18 UTC and accumulated precipitation data estimated by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM satellite)) during the southern summers from 2005 to 2014. The Weibull distribution was used for the statistical analysis of the southern southern wind data and a non-parametric statistical Kendall correlation test to associate the SALLJ events defined by the Whiteman criteria (1997) and Bonner (1968). Finally, the synoptic conditions of the characteristic systems that develop during the southern summer were analyzed, such as the High of Bolivia (AB), the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the South Atlantic Anticyclone (ASA), which act as factors in the development of convective systems. An average of the northern component winds between 1.2 and 11.7 m / s was found with variations of +/- 3.2 m / s, registering a maximum wind of 21.4 m / s. Of the criteria used in the methodology, proposed by Whiteman (1997) and Bonner (1968), 53.8 percent and 46.2 percent, respectively, of the identified cases were characterized.

Key words: South American jet stream (SALLJ), Weibull distribution, daily precipitation, vertical shear.

I. INTRODUCCIÓN

En Sudamérica el transporte de humedad se caracteriza por estar asociado al desplazamiento de sistemas atmosféricos, conocidos como la Alta de Bolivia, Zona de Convergencia del Atlántico Sur, El Niño Oscilación Sur, Anticiclón del Pacífico Sur, Anticiclón del Atlántico Sur, entre otros; y La Corriente en Chorro de bajos niveles que se intensifica en la época del verano austral, siendo el principal medio de transporte de humedad sobre la cuenca amazónica.

La Corriente en Chorro de bajos niveles en América del Sur (South American Low Level Jet - SALLJ; siglas en inglés), definido como un flujo de viento meridional (\bar{V}_m , a partir de ahora) entre los 850 y 700 hPa; presente durante el año. Se intensifica en el verano austral debido al gradiente térmico diurno y la mayor incidencia de radiación solar, que permite el desarrollo de sistemas dinámicos en la atmósfera, este flujo de viento meridional del norte con velocidades mayores o iguales a 12 m/s según el criterio 1 (Bonner, 1968) ó 10 m/s según el criterio 0 (Whiteman *et al.*, 1997), transportan la humedad de la cuenca del Amazonas y del océano Atlántico central, produciendo una advección de aire cálido y húmedo canalizado por el lado Este de la cordillera de los Andes en dirección al Sur (Marengo, J. *et al.*, 2001).

Se tiene registros que describen este evento anual, siendo el verano austral la época con mayor número de casos registrados con eventos SALLJ (Marengo, J. *et al.*, 2001). Sin embargo, el cambio climático a nivel global, el gran deterioro de la selva Amazónica, las inundaciones provocadas por el fenómeno El Niño, sequías en la Sierra, avalanchas y deslizamientos en la Costa, Sierra y Selva (Obregón, G. *et al.*, 2009) involucran una alteración en la circulación atmosférica, distribución de temperaturas del aire y focos de precipitación, entre otros. El flujo de viento canalizado del SALLJ contribuye en la distribución espacial de la precipitación y la humedad sobre la Selva del Perú, los cuales conllevan a diferentes formaciones de complejos convectivos (Quispe, N. *et al.*, 2003).

En tal sentido, se analizará los eventos SALLJ en relación a la ocurrencia de precipitación sobre la Selva del Perú durante el verano austral (Diciembre, Enero y Febrero) en el periodo de 2005 al 2014, con datos recopilados del modelo Global Forecast System (GFS)

administrado por National Centers for Environmental Prediction (NCEP) y datos de precipitación diaria acumulada, estimadas por el satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) administrado por la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de los Estados Unidos y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA, por sus siglas en inglés) con el fin de obtener información diaria de precipitación en la zona tropical entre los 50°N y 50°S, la misión recopiló datos desde 1997 hasta el 15 de abril de 2015 (<https://trmm.gsfc.nasa.gov/>).

El objetivo general del presente estudio es analizar el comportamiento y condiciones del SALLJ por medio de mecanismos físicos en el transporte de la humedad por el lado oriental de la Cordillera de los Andes sobre la selva del Perú durante el verano austral. Teniendo en cuenta los siguientes objetivos específicos:

- Analizar el comportamiento espacio-temporal de la Corriente en Chorro de bajos niveles sobre la Selva del Perú durante el verano austral entre los años 2005 al 2014.
- Analizar la precipitación diaria acumulada con los eventos SALLJ sobre la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.
- Identificar los mecanismos físicos de eventos SALLJ para la ocurrencia de precipitación en la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES HISTÓRICOS

Estudios previos con modelos numéricos y datos observacionales muestran evidencias del paso de un flujo de viento meridional (\bar{V}_m), que transporta la humedad entre un nivel isobárico de 850 hPa a 700 hPa, (siendo el Amazonas quien aporta un 40 por ciento de la humedad y 60 por ciento los océanos tropicales que lo rodean) en las estaciones de primavera y verano, de bajas a medias latitudes; empezando su recorrido en el centro del Mar del Caribe luego, por la Amazonia, pasando por el sur de Brasil y comprometiendo parte del norte de Argentina, depositando el aporte de humedad en la cuenca del Río de la Plata por medio de la condensación (Marengo, J. *et al.*, 2001).

Un estudio realizado con datos observacionales, comparó la salida del modelo NCEP (utiliza las salidas del modelo atmosférico GFS) y dio resultados favorables, concluyendo que este modelo computacional representa la Corriente en Chorro de bajos niveles en América del Sur y la contra-corriente (Jet de bajos niveles del Sur) proveniente del sur (Marengo, J. *et al.*, 2004).

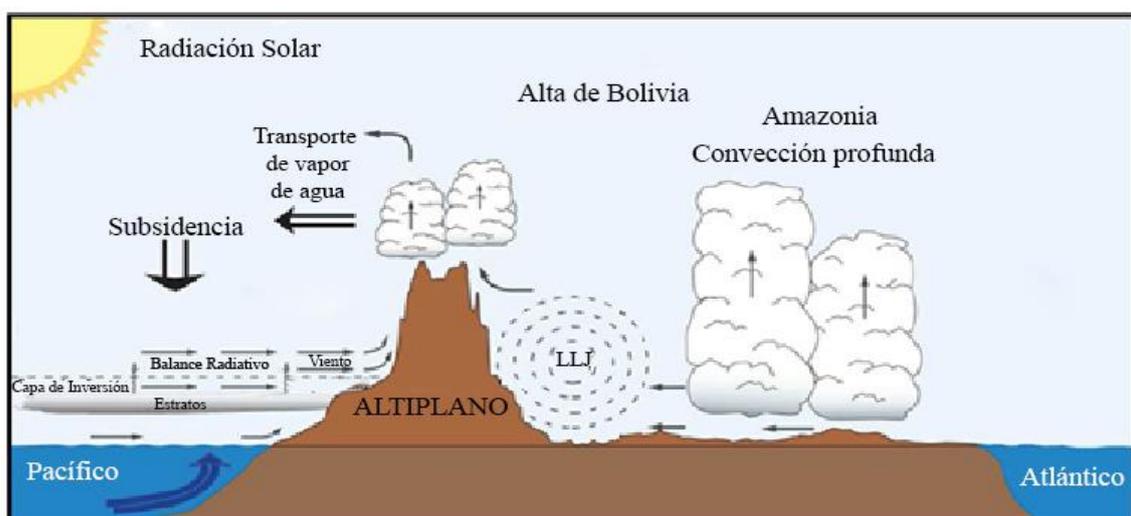


Figura 1: Perfil vertical de la corriente en chorro de bajos niveles

FUENTE: Variabilidad Climática y Previsibilidad Programa (CLIVAR), adaptado por José Coello

Según el modelo conceptual que se tiene (Figura 1:), un posible mecanismo del SALLJ en América del Sur muestra una deflexión de los vientos alisios (producto de la barrera

topográfica) que se dirigen hacia el polo Sur por el lado Este de la Cordillera de los Andes. El SALLJ es una faja transportadora de humedad perpendicular al plano de la figura (sale de la página de forma perpendicular). Se mencionó que el paso de este flujo de humedad, se da entre los 850 hPa a 700 hPa, es decir a 1.5 y 3 km, respectivamente.

En 1995, 1998, 2005 y 2010, se registraron las sequías más extremas, entre ellas la del año 2010 fue una sequía particularmente severa comprendidas entre los meses de abril y agosto; con un debilitamiento de los viento alisios, una precipitación mayor en la zona del océano Atlántico central, provocó un menor transporte de la humedad (menos precipitación) hacia el lado occidental del Amazonas y una anomalía positiva en la temperatura superficial del mar sobre el océano Atlántico norte, favoreció la liberación del calor latente sobre el océano Atlántico (Espinoza, *et al.*, 2011).

Datos de radio-sondeo tomados del experimento DESMATA (Impacto de la deforestación a lo largo de la costa atlántica de la Amazonía) y CIMELA (Circulaciones de mesoescala en la Amazonia oriental) en la localidad de Ajuruteua (00° 50' S, 46° 38' W, Brasil) en los periodos comprendidos entre 8-22 de abril del 2002 y 27 octubre-15 noviembre del 2003, para periodo lluvioso y seco, respectivamente. Se encontró que en el periodo seco la presencia de la corriente en chorro de bajo nivel se observaron 3 veces más casos que en el periodo lluvioso (Sousa, *et. al.*, 2006). Además, se comprobó que en fases cálidas del ENSO, los SALLJ son más intensos que en periodos fríos del ENSO (Vernekar, D. *et al.*, 2003).

2.2. PATRONES SINÓPTICOS ASOCIADOS A EVENTOS SALLJ DURANTE EL VERANO AUSTRAL

La estación de verano se considera la época más húmeda del año en comparación al otoño, primavera e invierno, debido a la configuración y comportamiento de los sistemas sinópticos característicos en América del Sur, quienes modulan la distribución espacial y temporal de la precipitación sobre el territorio sudamericano (Quispe, N. *et al.*, 2010). Esto en respuesta al intercambio de energía que surge de los procesos termodinámicos en la atmosfera para mantener un balance energético; siendo los moduladores principales de la distribución de las precipitaciones, se mencionan a continuación:

2.2.1. Climatología de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) durante el verano austral

El posicionamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se ubica alrededor de 1°N (posición más cercana al sur) donde confluyen los vientos Alisios provenientes del Norte y del Sur. En un acoplamiento con el Anticiclón del Pacífico Sur (APS) y su desplazamiento hacia sur 25°S-90°W aproximadamente, favorece el desarrollo de nubes convectivas en la costa norte del Perú, ya que apoya el ingreso de la ZCIT. (Quispe, N. *et al.*, 2010). Esta franja asociada a una mayor frecuencia e intensidad de precipitación sobre la línea ecuatorial sudamericana, muestra una componente zonal dominante del Este, durante el verano austral interactúa con otros sistemas atmosféricos en superficie (Figura 2:) como:

CCCB: Corriente en chorro de capas bajas

ZCAS: Zona de Convergencia del Atlántico Sur

BCH: Baja del Chaco

BNA: Baja del Noroeste Argentino

A: Anticiclones subtropicales

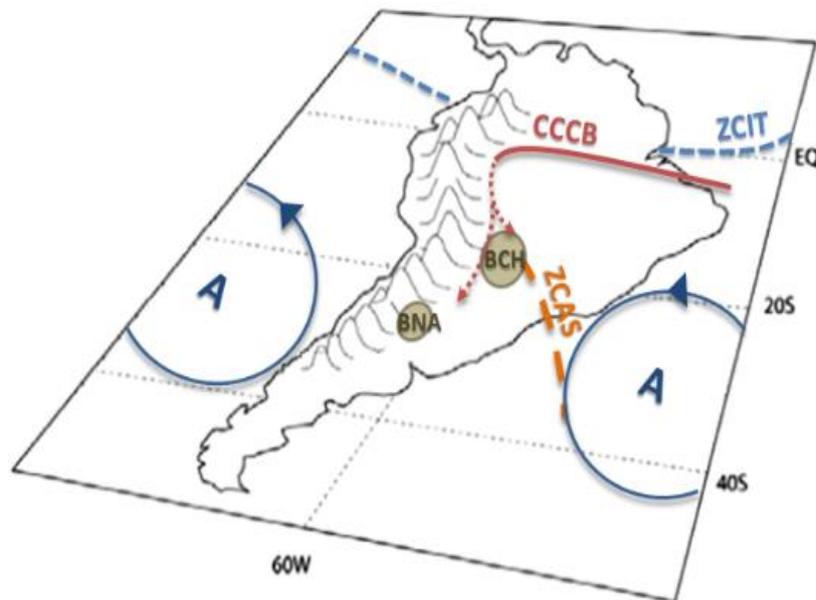


Figura 2: Desarrollo de sistemas en superficie a escala regional

FUENTE: Modelos conceptuales para el hemisferio sur (VLAB, siglas en inglés)

2.2.2. Climatología de la Alta de Bolivia (AB) durante el verano austral

Diversos estudios con datos recopilados de diversas observaciones, muestran una fuerte relación entre las precipitaciones estacionales y el Alta de Bolivia (AB). Así mismo, la aparición de su opuesto conocido como la baja del Nordeste de Brasil (BNE) que inhibe el desarrollo vertical de las masas de aire debido a que su estructura vertical (Figura 3:) genera una zona subsidente. (Kousky y Kagano, 1981; Nishizawa y Tanaka, 1983; Horel *et al.*, 1989; Kreuels *et al.*, 1975; Horel *et al.*, 1989; Virji, 1981).

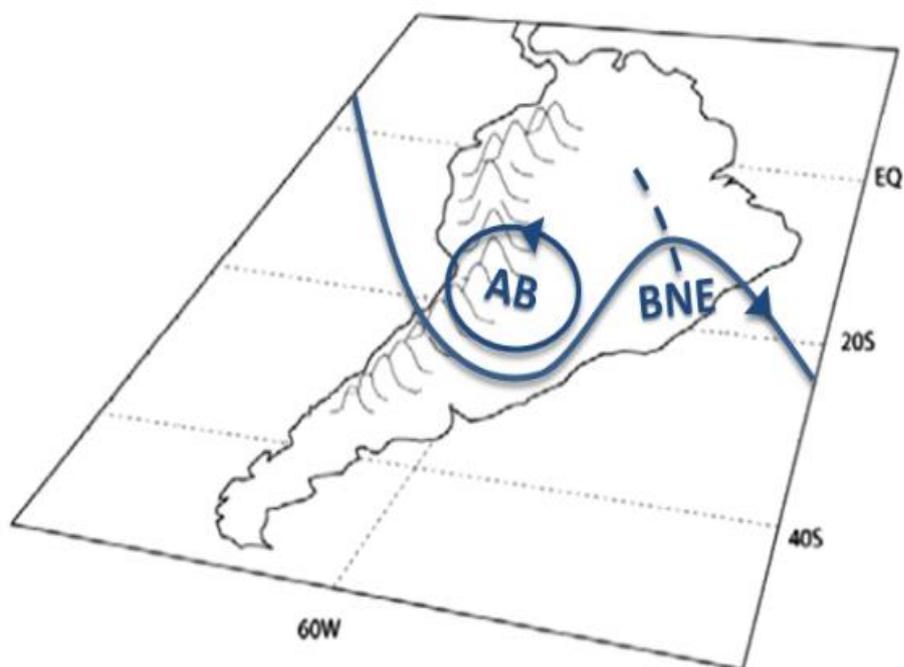


Figura 3: Circulación en niveles altos

FUENTE: Modelos conceptuales para el hemisferio sur (VLAB, siglas en inglés)

Haciendo uso de los datos del NCEP en el periodo 1998-2003 para el hemisferio sur, se evidencia una vorticidad anticiclónica ($\zeta > 0$), en niveles altos (200 hPa) de las planicies altas de Bolivia (20°S-65°W), este anticiclón de núcleo cálido presenta gradientes de presión y temperatura en la misma dirección, siendo máximos en el centro del vórtice. La estructura de los campos de presión se debe a procesos dinámicos y el núcleo cálido de alta presión que está ligado hidrostáticamente con las masas de aire frío a su alrededor (Burgoa, A., 2007), lo que condicionan la zona de confluencia de flujos de viento en niveles bajos y acoplado al sistema de subsidencia generado por los sistemas de alta presión del Pacífico y Atlántico Sur (Figura 4:), se observa el desplazamiento de una vorticidad anticiclónica sobre el territorio sudamericano.

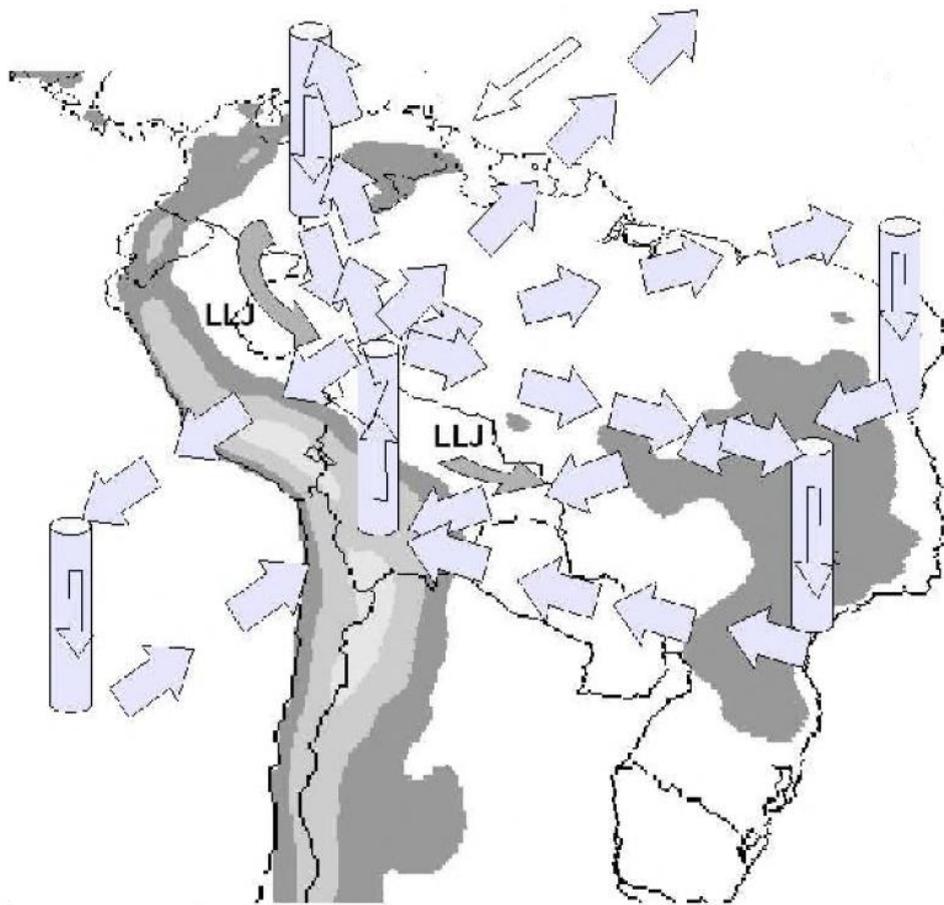


Figura 4: Modelo conceptual para circulación atmosférica durante el verano austral con base de datos del modelo IROAM
FUENTE: Burgoa, A., 2007

2.2.3. Comportamiento Típico del Anticiclón del Atlántico Sur (AAS)

El Anticiclón del Atlántico Sur (AAS) es uno de los sistemas menos estudiados. Sin embargo, de gran importancia durante el verano austral donde se registra los valores más elevados sobre el centro de alta presión en el océano atlántico, genera una zona divergente en niveles bajos que favorece la evaporación en la capa superficial del mar e inhibiendo el desarrollo de complejos convectivos en la zona de subsidencia, debido al desconocimiento sobre su comportamiento climatológico del AAS, los modelos pueden presentar algunas inconsistencias posiblemente al representar la interacción mar-aire en los resultados (Richter, L. *et al.*, 2008). La variación de su eje central durante el año, está relacionado con la trayectoria del sol (Mächel, H. *et al.*, 1998).

Tabla 1: Climatología estacional de la posición e intensidad del centro de presión del anticiclón del Atlántico Sur (1979-2005)

Registro Histórico			
Estación	Latitud	Longitud	Presión(hPa)
(HadGEM2-ES)			
Verano	-32.2	-7	1020.9
Otoño	-32.5	-7.9	1021.0
Invierno	-28.5	-13	1024.8
Primavera	-30.9	-5.7	1024.3
(GFDL-ESM2M)			
Verano	-31.8	-6.2	1022.9
Otoño	-32.5	-8.9	1023.1
Invierno	-27.4	-19.6	1027.1
Primavera	-29.6	-11.3	1026.2
(MPI-ESM-MR)			
Verano	-33.2	-6.1	1021.3
Otoño	-32.4	-12.5	1021.8
Invierno	-28.5	-20.8	1025.3
Primavera	-31.0	-8.6	1024.2

FUENTE: Reboita M. *et al.*, 2019, adaptado por José Coello

Un análisis comparativo entre modelos atmosféricos (Tabla 1) del Instituto Max Planck para meteorología – Modelo del sistema terrestre (MPI-ESM-MR, siglas en ingles), Modelo global del laboratorio de dinámica de fluidos geofísicos (GFDL-ESM2M, siglas en ingles) y el Modelo global Hadley 2 - Sistema terrestre (HadGEM2-ES, siglas en inglés); muestra una configuración circular hacia el Este del Océano Atlántico Sur durante el verano austral y un nivel de presión a nivel del mar inferior, comparado con el invierno austral donde su núcleo se ubica más al oeste (cercano a las costas de Brasil) con un aumento en la intensidad (Reboita, M. *et al.*, 2019).

2.3. CLIMATOLOGÍA DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJO NIVEL EN AMÉRICA DEL SUR

Con datos de NCEP–NCAR reanálisis (Marengo, J. *et al.*, 2004), ERA (Salio, P. *et al.*, 2002) y ETA/CPTEC (Saulo, A. *et al.*, 2000). Concluyeron que la mayor frecuencia del SALLJ se da en las estaciones del verano austral entre las 06 - 12 UTC (12 UTC principalmente), y en las estaciones frías la mayor frecuencia entre las 00 – 06 UTC (06

UTC principalmente). La humedad transportada contribuye a la formación de complejos convectivos y a la liberación del calor latente sobre la cuenca del Río de la Plata (salida del SALLJ). Para el estudio de esta tesis, los eventos SALLJ que afectan a Perú mayormente ocurren en la estación del verano austral en niveles cercanos a 850 hPa donde se presenta una atmósfera baroclínica durante la presencia del SALLJ (Marengo, J. *et al.*, 2001).

El mecanismo físico para el desarrollo de este flujo resulta de la interacción entre la radiación solar, la tierra y el efecto topográfico de la cordillera de los Andes, cuyo origen parte del centro del Mar del Caribe (Torrealba, F. & Amador, J., 2010). El desarrollo de esta corriente comprende las latitudes de 15° a 30° S, ubicado al lado Este de la cordillera de los Andes y su tramo final sobre la Cuenca de la Plata donde esta corriente se intensifica (Marengo, J. *et al.*, 2001).

En un programa de sondeos cuyo objetivo fue estudiar el Clima Panamericano, se lanzaron radiosondas en un periodo de tres años, resultado de este monitoreo los investigadores identificaron una época seca entre noviembre y abril; marcados cambios diurnos entre las 12:00 UTC y 21:00. Además, analizando los perfiles de viento, se encontró una contracorriente que proviene del sur, con masas de aire frío y seco predominante en invierno (Marengo, J. *et al.*, 2004).

Estudios realizados por Uccellini, L. y Johnson, D. (1979) evidencian una zona divergente al lado izquierdo en la zona entrante de un Jet Stream (JS) sobre latitudes medias. Sin embargo, en latitudes tropicales no se cumple necesariamente esta regla, debido a que las velocidades en latitudes tropicales son inferiores al de las latitudes medias.

2.4. DESARROLLO DE COMPLEJOS CONECTIVOS INFLUENCIADOS POR EL SALLJ

La importancia del SALLJ es debido a que generan complejos convectivos a meso escala (MCSs; siglas en inglés), siendo un año normal (sin efecto niño/a) en el verano austral, los SALLJ al encontrarse con un flujo de masas frías y secas provenientes del polo Sur (contra-corriente del sur), generan una convergencia en niveles bajos, dando lugar a una inestabilidad en la atmósfera baja que favorece la formación de nubes con alta probabilidad de lluvia, los casos más frecuentes se dan en Uruguay, Paraguay Norte de Argentina y sur

de Brasil. Los casos de complejos convectivos a meso escala son menores para Perú y se dan en la selva alta (500-1500 m.s.n.m aproximadamente) (Quispe, N. *et al.*, 2003).

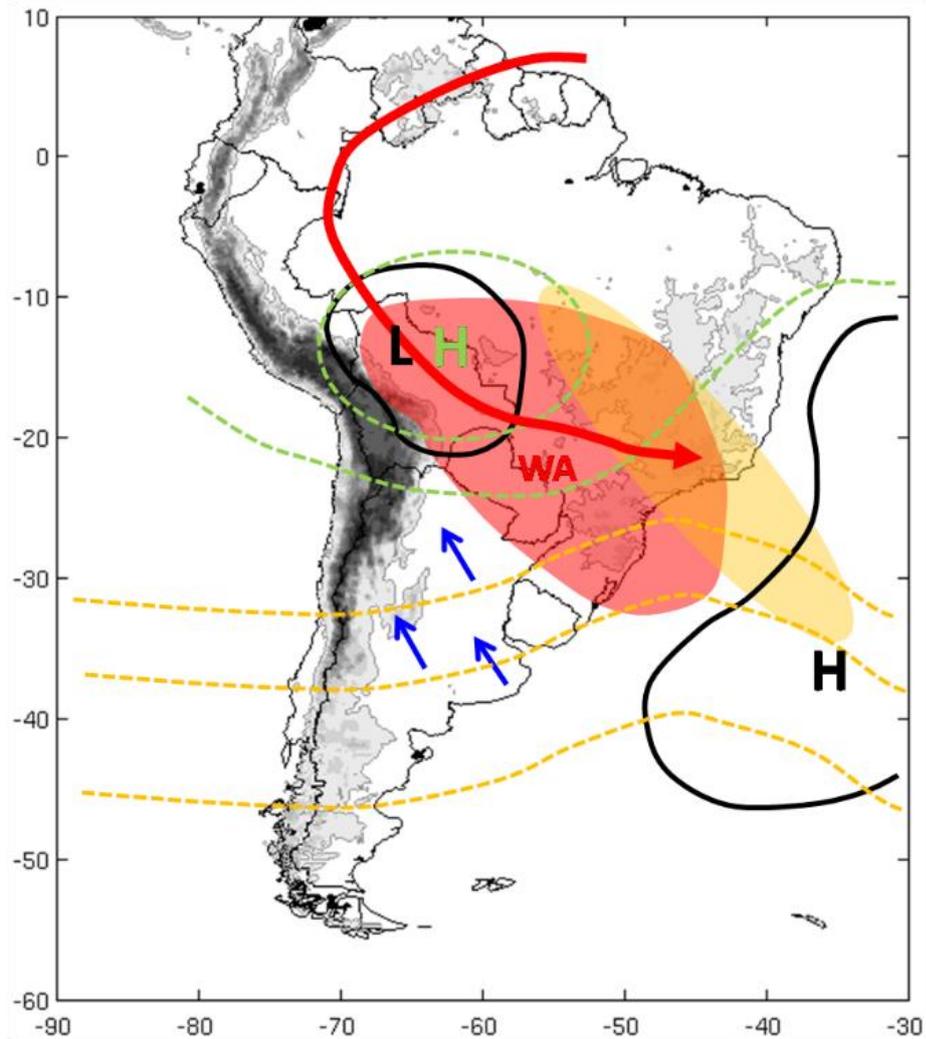


Figura 5: Interacción del SALLJ y desarrollo de MCS
FUENTE: VLAB, Modelo conceptual del hemisferio Sur.

Estudios realizados muestran que los SALLJ adquieren una componente más meridional (\bar{V}_m), provocando una gran desarrollo de complejos convectivos en la salida del SALLJ (Figura 5:), donde la línea roja representa el flujo de viento en niveles bajos; área roja, acumulación de masas de aire cálidas y húmedas; área amarilla, zona de convección intensificada; líneas azules, ingreso de masas de aire frías y secas; líneas amarillas, flujo de viento en altura (200 hPa); líneas verdes, Alta de Bolivia; líneas negras, zona de baja presión (L) y Anticiclón del Atlántico Sur (H); siendo un factor importante en el balance hídrico sobre la Cuenca del Rio la Plata (Salio, P. *et al.*, 2002)

La formación de MCS surge debido al encuentro de masas de aire cálidas y húmedas transportadas por el SALLJ con masas de aire frías y secas provenientes del Sur, generando una inestabilidad en niveles bajos y una divergencia en niveles superiores, estas interacciones de la dinámica extra tropical con los MCS fueron corroborados con datos del proyecto SALLJEX (Vera, C. *et al.*, 2006) con observaciones de radio sondeo (Saulo A. *et al.*, 2007).

2.4.1. Formación de nubes por ascenso orográfico

Se originan mayormente a barlovento de las montañas y se disipan a sotavento, cuando el aire húmedo asciende forzosamente sobre una cadena montañosa o colina la masa de aire (con contenido de humedad) comienza a saturarse conforme asciende, dando origen a una nube, si se presenta una atmósfera baroclínica puede llegar a formar una capa estable formando nubes estratos. Sin embargo, si se genera una convección profunda se originan capas menos estables con nubes Cúmulos y Cumulonimbos de gran desarrollo vertical en la atmósfera.

Por otro lado, a sotavento de la montaña debido a la condensación generada en la trayectoria de los vientos, al descender transportan masas de aire con menores cantidades de humedad. (Retallack, B., 1974).

2.4.2. Modelo conceptual de formación de un complejo convectivo sobre Perú

Un complejo convectivo a meso escala (CCM) se define como un sistema profundo más grande que una tormenta individual, formado por una nube extensa en forma de yunque estratiforme que llega a niveles de mediana y alta atmósfera con varios cientos de kilómetros de ancho (Vocabulario Meteorológico Internacional, OMM - No. 182) asociado con una isoterma inferiores a -32°C con un área horizontal superior a los $100\,000\text{ km}^2$ en el tope de la nubosidad y -52°C con un área mayor a $50\,000\text{ Km}^2$ (Maddox, R. A., 1980).

Dado el gran aporte de precipitaciones que se genera mayormente sobre la Selva Alta y Selva Baja con precipitaciones superiores a los 2000 mm anuales, se planteó un modelo conceptual con tres componentes principales que interactúan en el desarrollo de un CCM (Quispe, N. *et al.*, 2003) donde el:

- Flujo de humedad de la Amazonia es trasladado por el lado oriental de la cordillera de los andes por a la corriente en chorro de bajo nivel.
- Flujo de aire frío y seco proveniente del sur, es transportado por la corriente en chorro de bajos niveles del sur.
- Desarrollo de una vaguada de onda corta del este, atraviere la amazonia peruana.

La presencia de estos factores más un disparador o gatillador favorecerá la formación de un sistema convectivo a meso escala en territorio peruano.

2.5. PROCESOS TERMO – DINÁMICOS DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS NIVELES

La diferencia entre el tipo de suelo (con vegetación o suelos desnudos) y el gradiente térmico diurno, comparado con una brisa de mar, genera una circulación térmica débil, mientras que se produce un flujo más intenso gracias al viento geostrófico hacia el sur. Las variaciones más notorias se dan al comenzar la noche y al comenzar la madrugada con las velocidades más altas. La circulación presenta una variación diurna, los principales mecanismos son: gradiente de temperatura horizontal causado por el diferente tipo de suelo, efecto de fricción y presencia de un viento geostrófico hacia el sur (Wu, Y. Raman, S., 1997).

La distribución del campo de temperatura en contornos de 925 hPa y campos de vientos en forma vectorial a los 850 hPa tanto para el verano como para el invierno austral presentan un viento térmico influenciado con el cortante vertical del viento, relacionando el concepto de una atmosfera Baroclínica, es decir, el flujo de viento no se dirige de forma paralela al gradiente horizontal de temperaturas (Burgoa, A., 2007).

2.6. ANÁLISIS TEMPORAL DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Analizar el comportamiento escalar del viento, conlleva a utilizar modelos estadísticos que permita representar sus métricas de la mejor manera, debido a la distribución de los valores del viento y datos de precipitación diaria, es necesario utilizar una prueba que sea resistente y robusta para el análisis de los mismos. Para ello se considera la distribución de Weibull debido a la sencillez y capacidad de ajustar la función de distribución de

probabilidad para los datos de viento (Celik, A. 2003; Verde, C. y Qing , X. 2018). Así mismo, se utilizó la prueba de bondad de ajuste Anderson Darlin (Anexo 2:).

a. Distribución Weibull

La distribución de Weibull, planteada en un principio por Waloddi Weibull (Weibull, 1951) es considerada una distribución de probabilidad continua y multiparamétrica que viene siendo utilizada muy ampliamente en el análisis de la velocidad del viento. La función de distribución de probabilidad (PDF, siglas en inglés) se muestra a continuación:

$$f_{(v)} = \left(\frac{k}{c}\right) \left(\frac{v-T_0}{c}\right)^{k-1} e^{-\left(\frac{v-T_0}{c}\right)^k} \dots (2.1)$$

$$p_{i(v \leq v_i)} = 1 - e^{-\left(\frac{v_i-T_0}{c}\right)^k} \dots (2.2)$$

Siendo el valor de la velocidad del viento " v_i " en un determinado momento " i ", la velocidad promedio representada por el parámetro de escala " c " en m/s, el grado de dispersión de los datos por el parámetro de forma " k " y " T_0 " parámetro de localización (parámetro que localiza la abscisa a partir del cual se inicia la distribución); estos parámetros reemplazados en la ecuación (2.1), muestran la frecuencia de la velocidad " v " del viento (Silva, B., 2003).

Para estimar la función acumulada de distribución de probabilidad (CDF, siglas en inglés) de Weibull se considera la ecuación (2.2). Donde p_i representa la probabilidad de ocurrencia de la velocidad del viento a estimar.

b. Parámetros de distribución Weibull

Existen diversas metodologías para el cálculo de los parámetros de forma " k " y escala " c ", realizando cálculos complejos dependiendo del método a usar; entre ellos se mencionan a continuación:

- Método de estimación de los momentos
- Estimadores Lineales
- Métodos gráficos
- Mínimos cuadrados
- Máxima probabilidad modificada
- Método de máxima probabilidad

c. CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS SALLJ

Se considera los criterios propuestos por (Bonner, 1968) al estudiar la frecuencia e intensidad de los flujos de viento sobre los EE. UU. con un registro de perfiles de viento durante 2 años en 47 estaciones de radiosondeo y el propuesto por (Whiteman *et al.*, 1997) al identificar flujos de viento que no cumplieran los criterios propuestos por Bonner, incluyó un criterio más en su estudio, el cual considera vientos menos intensos.

Dada las condiciones (Tabla 2) para identificar un evento SALLJ según (Whiteman *et al.*, 1997) y (Bonner, 1968) se consideran como criterio 0 (cero) y criterio 1 (uno), respectivamente, donde se detallan a continuación:

- Criterio 0 (cero), considera el viento meridional (\bar{V}_m) sobre el nivel isobárico de 850 hPa igual o superior a 10 m/s y una cizalladura vertical de por lo menos 5 m/s entre los 850 y 700 hPa que debe ubicarse dentro del área de la isotaca de 10 m/s.
- Criterio 1 (uno), considera el viento meridional (\bar{V}_m) sobre el nivel isobárico de 850 hPa igual o superior a 12 m/s y una cizalladura vertical de por lo menos 6 m/s entre los 850 y 700 hPa que debe ubicarse dentro del área de la isotaca de 12 m/s.
- Ambos criterios deben ser analizados al lado Este de la cordillera de los Andes.

Tabla 2: Criterios de identificación del SALLJ

Tipo	Criterio de clasificación	Referencia
Criterio 0	$V_{max} \geq 10 \text{ m/s}$ y $(V_{max} - V_{3 \text{ km}}) \geq 5 \text{ m/s}$	Whiteman <i>et al.</i> (1997)
Criterio 1	$V_{max} \geq 12 \text{ m/s}$ y $(V_{max} - V_{3 \text{ km}}) \geq 6 \text{ m/s}$	Bonner (1968)

FUENTE : Bonner (1968), Whiteman et al. (1997)

Dado el comportamiento de la cizalladura vertical entre los 850 y 700 hPa se agruparon tres casos (Figura 6:), donde se tiene: A) un $V_{\max(850 \text{ hPa})} > V_{3 \text{ km}(700 \text{ hPa})}$ con valores de $V_{ciz.vert} < 0$, que muestran mejores condiciones para los eventos SALLJ. , B) cuando $V_{\max(850 \text{ hPa})} < V_{3 \text{ km}(700 \text{ hPa})}$ con valores de $V_{ciz.vert} > 0$, que bloquean la formación de un evento SALLJ y finalmente, C) donde $V_{\max(850 \text{ hPa})} = V_{3 \text{ km}(700 \text{ hPa})}$ con $V_{ciz.vert} = 0$ que no genera cortantes de viento.

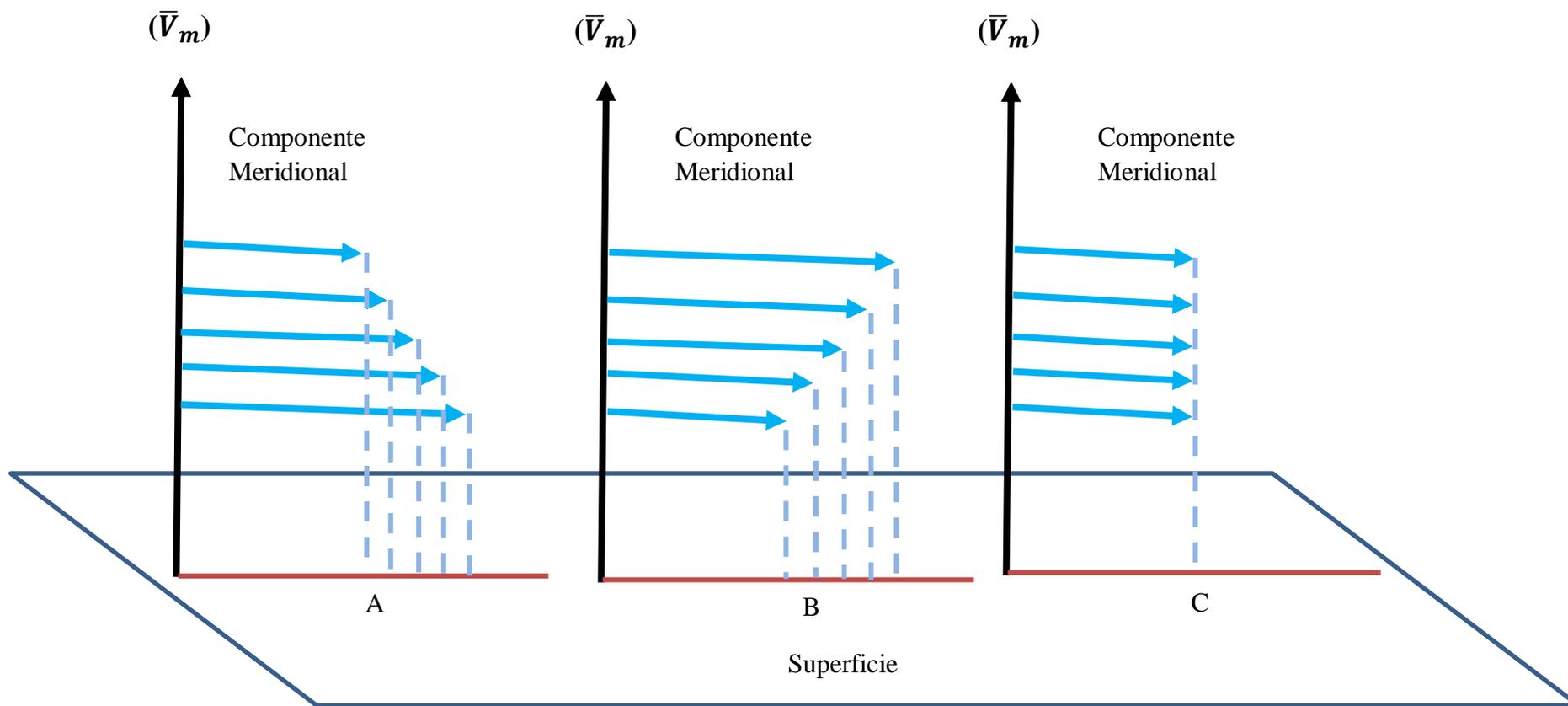


Figura 6: Estructura vertical del viento meridional (m/s) entre 850 y 700 hPa

FUENTE: Adaptado de Atlas de viento de Colombia (<http://fjferreer.webs.ull.es>.)

2.7. COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE KENDALL

Existen diversos estadísticos que miden la tendencia o relación entre una o dos variables. Sin embargo, los datos hidrológicos y/o variables que presentan valores extremos como el viento, no se ajustan a las distribuciones comunes. Para ello, es necesario que el método de análisis sea robusto y resistente, es decir, los resultados no dependen de un tipo de distribución y los resultados no sean afectados por los datos atípicos. (Wilks, D., .2006).

El coeficiente de Kendall (Anexo 3:), se basa en el análisis de los rangos y no de los datos originales, por ello, este indicador se ve poco afectado por los valores atípicos de la muestra analizada. Para calcular el estadístico de tamaño “n” con datos parados, se tiene “X” e “Y”, donde se utiliza la expresión a continuación (Siegel y Castellan, 1995).

$$T = \frac{2 * S}{\sqrt{n * (n - 1) - T_x} * \sqrt{n * (n - 1) - T_y}} \dots (2.3)$$

$$S = P - M \dots (2.4)$$

$$T_x = \sum t(t - 1) \dots (2.5)$$

$$T_y = \sum t(t - 1) \dots (2.6)$$

Donde "P" representa el número de valores positivos (acuerdos) asociado al número de veces de incrementos de “Y” conforme incrementa “X” y "M" representa el número de valores negativos (desacuerdos) asociado al número de veces que disminuye “Y” conforme incrementa “X”. "T_x" y "T_y" representa el número de observaciones “t” empatadas para cada grupo de empates de la variable “X” e “Y”, respectivamente.

Finalmente, el grado de asociación entre las variables identifica las zonas con mayor concordancia si son directamente proporcionales o inversamente proporcionales con valores cercanos a “+1” y “-1”, respectivamente; caso contrario sucede con los valores cercanos al “0”, donde indica menor grado de asociación entre las variables analizadas.

III. METODOLOGÍA

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (Figura 7:) comprende las regiones naturales Yunga fluvial (500-2300 m.s.n.m), Rupa Rupa (500-1500 m.s.n.m) y Omagua (debajo de 500 m.s.n.m), agrupan diferentes características en cuanto a topografía y condiciones de tiempo y clima. Ubicadas al lado oriental de los Andes peruanos entre los 0.1° S - 14.4° S y 78.8° W - 68.8° W, la topografía de la zona es muy variada debido a la presencia de la cordillera de los Andes.

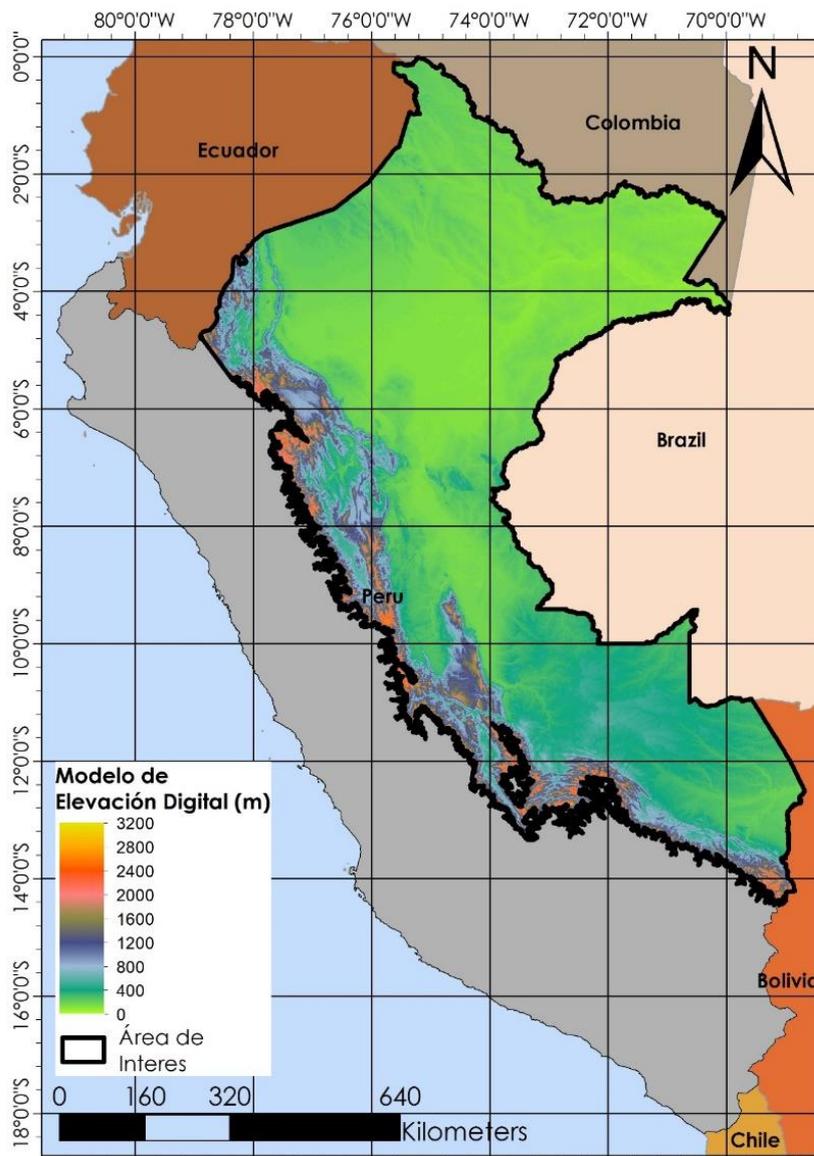


Figura 7: Área de estudio del efecto SALLJ

Según la clasificación climática de Thornthwaite (SENAMHI, 1988), el Perú tiene 27 de los 32 climas presentes en todo el mundo. Estos en gran parte influenciados por la Corriente Peruana o de Humboldt y la cordillera de los Andes, este último divide al territorio peruano en la clasificación tradicional costa, sierra y selva.

Respecto a las temperaturas: las mayores se registran en la costa norte y selva baja, las menores en zonas alto andinas (principalmente en el altiplano). Las escasas precipitaciones se registran en la costa central y sur, moderada en la zona de sierra, intensa en la selva norte y sur.

Todos los años el Perú presenta variaciones en el clima, lo que se conoce como variabilidad interanual, influenciados por la presencia de El Niño/Oscilación del Sur (Escenarios Climáticos en el para el año 2030, 2009).

El periodo con mayor cantidad de lluvias corresponde a la estación de verano con 70 por ciento del periodo anual y varia para diferentes zonas del territorio peruano (Quispe, N. *et al.*, 2010).

3.2. MATERIALES Y HERRAMIENTAS UTILIZADAS

Los materiales utilizados en el estudio constan de una computadora personal, útiles de escritorio y programas computacionales

Computadora, Disco duro externo, Materiales de escritorio, Visualizador GRADS, Software Envi + IDL y Software ARCGIS.

3.3. OBTENCIÓN DE DATOS

3.3.1. Viento, humedad específica y altura geopotencial

En el presente estudio se utilizó datos analizados del modelo global Global Forecast System (GFS), el modelo presenta dos resultados con fines de pronóstico, un producto (1) con una resolución temporal de 8 días en intervalos de 6 horas y (2) con una resolución temporal de 16 días en intervalos de 12 horas, ambos con resolución espacial de 110 km (1°) y 250 km (2. 5°) respectivamente. El modelo se ejecuta 4 veces al día con los datos medidos en las horas sinópticas (00, 06, 12 y 18 UTC). Este modelo numérico pertenece a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Los GFS analizados serán

estudiados en los meses de diciembre, enero y febrero en el periodo 2005 al 2014. Se definió como verano austral a los meses de diciembre, enero y febrero. Las variables utilizadas en diferentes niveles son: viento meridional (en m/s), humedad específica (kg/kg) y altura geopotencial (mgp). Cabe resaltar que la información utilizada presenta datos faltantes para ciertos meses y horas sinópticas (Tabla 3), la información faltante se muestra a continuación en porcentaje:

Tabla 3: Deficiencia de datos del ciclo diurno

Verano	Año	Mes	Horas Sinópticas			
			0	6	12	18
2005	2004	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	2	1	1	1
	2005	Febrero	1	1	1	1
2006	2005	Diciembre	1	2	1	1
		Enero	0	0	0	0
	2006	Febrero	2	2	2	2
2007	2006	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	0	0	0	0
	2007	Febrero	0	0	0	0
2008	2007	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	0	0	0	0
	2008	Febrero	1	1	1	1
2009	2008	Diciembre	90	90	90	90
		Enero	90	90	90	90
	2009	Febrero	90	90	90	90
2010	2009	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	0	0	0	0
	2010	Febrero	0	0	1	1
2011	2010	Diciembre	1	0	1	0
		Enero	1	1	1	1
	2011	Febrero	1	1	1	1
2012	2011	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	2	2	2	3
	2012	Febrero	1	1	1	1
2013	2012	Diciembre	90	90	90	90
		Enero	90	90	90	90
	2013	Febrero	90	90	90	90
2014	2013	Diciembre	0	0	0	0
		Enero	1	1	1	1
	2014	Febrero	0	0	0	0
Porcentaje de deficiencia de información (902 datos en total por hora sinóptica)			21.5	21.5	21.5	21.5

Se consideró los GFS analizados a las horas 00, 06, 12 y 18 UTC de forma diaria para el estudio temporal de los eventos SALLJ, además se analizó las superficies isobáricas a 850 y 700 hPa, para ello es necesario que se cumplan las condiciones propuestas para el desarrollo de un SALLJ.

Los GFS modelan el comportamiento del viento con dos componentes, una zonal y otra meridional, representadas por “u” y “v”, respectivamente. El signo de la velocidad del viento está asociado a la orientación del vector, siendo para el caso del viento meridional (\bar{V}_m) del sur y del norte, positivo y negativo, respectivamente.

La humedad específica (ecuación 3.1) estimada a partir de la humedad relativa, muestra la razón de mezcla entre el vapor de agua (kg.) y el aire húmedo (kg.).

$$q = 622 * \left[\frac{e_a}{p - 0.3786 * e_a} \right] \dots (3.1)$$

Donde la presión de vapor de agua actual " e_a " y la presión atmosférica " p ", ambos en unidades de presión “hPa”, definen la humedad específica " q ". Por otro lado, la altura geopotencial asocia la altitud de una superficie isobárica y muestra la energía potencial gravitacional sobre una masa de aire que se desplaza sobre una superficie equigeopotencial.

3.3.2. Datos de precipitación con imágenes satelitales

Para el caso de los datos de precipitación, el desarrollo de diversos sensores que se encuentran a bordo de plataformas satelitales, ha generado el interés en muchos investigadores en realizar estudios Hidrometeorológicos con las estimaciones de precipitaciones sobre el globo terrestre. Tal es el caso del satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM, de aquí en adelante), que brinda información en tiempo real (producto 3B42RT) y 3B42 versión 7 (3B42V7) cuyas características (Tabla 4) se detallan continuación:

Tabla 4: Características del producto 3B42 del TRMM

Tipo de producto	3B42RT	3B42V7
Resolución temporal	Cada 3 horas	Cada 3 horas
Resolución espacial	0.25°	0.25°
Cobertura espacial	50°N - 50°S	
Grado de estimación	Menos preciso	Más preciso, disponible aproximadamente 2 meses después de realizada la estimación; debido a que se calibra con datos de precipitación medidos en estaciones (Huffman, G. <i>et al.</i> , 2009).

FUENTE: <https://disc.gsfc.nasa.gov>

Para nuestro análisis se consideró el acumulado diario de los datos de precipitación estimados del producto 3B42V7. Los cuales han sido muy utilizados para simulaciones de eventos hídricos (Yupanqui, T. *et al.*, 2015).

3.4. METODOLOGÍA

En esta sección, se muestran los procedimientos y técnicas utilizadas para el cumplimiento de cada objetivo, donde se identifican los eventos SALLJ utilizando los criterios establecidos en la sección 2.6.c. Así mismo, el uso del test estadístico que permite relacionar las variables de viento meridional – cizalladura vertical y viento meridional – precipitación diaria acumulada, descritas en la sección 2.7.

Para el análisis espacio-temporal del \bar{V}_m y eventos SALLJ sobre el área de estudio durante el verano austral entre los años 2005-2014 se detalla en la sección 3.4.1; la relación entre la precipitación diaria acumulada y eventos SALLJ en la sección 3.4.2 y finalmente la interacción de la atmósfera para el desarrollo de la precipitación asociado a eventos SALLJ, en la sección 3.4.3.

3.4.1. Comportamiento espacio-temporal de la corriente en chorro de bajos niveles en la selva del Perú durante el verano austral entre los años 2005 al 2014.

Para el análisis temporal y espacial de la velocidad del viento meridional del norte (\bar{V}_m), se utilizó la distribución de Weibull descrita en la sección 2.6, para obtener los valores de viento promedio, viento máximo, grado de dispersión (respecto al valor promedio), cizalladura promedio.

a. ESTIMACION DE LOS PARAMETROS DE WEIBULL

Se utilizó el método de mínimos cuadrados estudiado por Touré (2005), para estimar el parámetro de forma "**k**" y escala "**c**" aplicando una transformación a la función acumulada de distribución de probabilidad. Este método simple con los gráficos de los datos sirve como una prueba de bondad de ajuste de la distribución y muestra indicios si es necesario o no calcular el parámetro de localización (T_0). Este enfoque nos permite comparar la distribución de los valores de \bar{V}_m para el verano austral del 2005 al 2014. Donde se ordenó los datos de \bar{V}_m (Tabla 5) del más antiguo al más actual y se consideró el valor absoluto de los datos.

Tabla 5: Ordenamiento de datos

$i, j = 1, 2 \dots n$	\bar{V}_m
Fecha	$Pixel_{(i,j)}$
01/12/2004	-2.3
...	...
28/02/2014	-8.3

• **MÉTODO DE MÍNIMOS CUADRADOS**

Este método permite calcular los parámetros de forma "**k**" y escala "**c**" mediante la transformación doble logarítmica aplicada a la función acumulada de probabilidad de Weibull ($p_i(v \leq v_i)$), permitiendo transformar la CDF en una ecuación lineal de regresión.

De la ecuación (2.2) despejamos:

$$e^{[-(\frac{v_i - T_0}{c})]^k} = 1 - p_{i(v \leq v_i)} \dots (3.2)$$

$$\frac{1}{e^{[(\frac{v_i - T_0}{c})]^k}} = 1 - p_{i(v \leq v_i)} \dots (3.3)$$

$$\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} = e^{[(\frac{v_i - T_0}{c})]^k} \dots (3.4)$$

Aplicamos logaritmo neperiano a la ecuación 3.4, se obtiene lo siguiente:

$$\ln \left[\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} \right] = \ln \left[e^{[(\frac{v_i - T_0}{c})]^k} \right] \dots (3.5)$$

Aplicando ley de logaritmo neperiano se tiene:

$$\ln \left[\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} \right] = \left[\left(\frac{v_i - T_0}{c} \right) \right]^k \dots (3.6)$$

Tomando el segundo logaritmo neperiano a la ecuación 3.6, se tiene:

$$\ln \left[\ln \left[\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} \right] \right] = k * \ln \left[\left(\frac{v_i - T_0}{c} \right) \right] \dots (3.7)$$

$$\ln \left[\ln \left[\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} \right] \right] = k * \ln[v_i - T_0] - k * \ln[c] \dots (3.8)$$

Dando la forma de una ecuación recta $y = m * x + b$, se tiene:

$$y = \ln \left[\ln \left[\frac{1}{1 - p_{i(v \leq v_i)}} \right] \right] \dots (3.9)$$

$$m = k \dots (3.10)$$

$$x = \ln[v_i - T_0] \dots (3.11)$$

$$b = -k * \ln[c] \dots (3.12)$$

Despejando el parámetro de forma de la ecuación 3.12, se tiene:

$$\frac{b}{-k} = \ln[c] \dots (3.13)$$

$$c = e^{-\left(\frac{b}{k}\right)} \dots (3.14)$$

- **RANGO DE MEDIANA**

El trazo de la recta de regresión requiere un estimador para la función de distribución acumulativa. Dicho estimador, denominado “Rango de media” es no paramétrico y se basa en el orden de la muestra. Para ello los datos se ordenan de forma ascendente (de menor a mayor, en función a los valores de velocidad) y se estima utilizando la siguiente ecuación aproximada (Kanji, G.; Arif, O., 2001):

$$RM_{(x_i)} = \frac{i - 0.3}{n + 0.4} \dots (3.15)$$

Donde el rango de media " $RM_{(x_i)}$ " está en función de la posición del dato " i " y el número total de datos de la muestra " n ". Con un nivel de confianza $1 - \alpha$ y un nivel de significancia con $\alpha = 0.5$

Considerando las ecuaciones (3.9) y (3.11) se estimaron los parámetros " k " y " c ", basándose en el método de mínimos cuadrados y el método gráfico que se obtiene de la regresión lineal (Figura 8:) donde se despeja con la ecuación (3.14) para obtener los parámetros de distribución de Weibull. A continuación, se muestra el caso de la serie temporal analizada sobre un pixel:

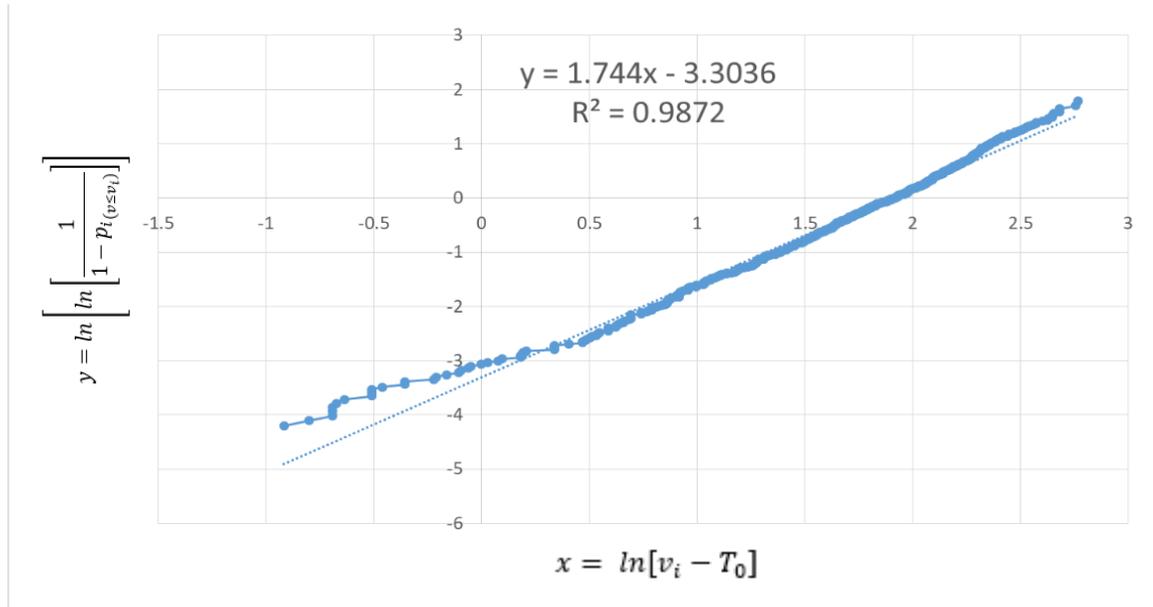


Figura 8: Recta de ajuste usando el Método de Mínimos Cuadrados

De esta manera para un pixel a modo de ejemplo, se realiza una aproximación lineal donde se obtiene el " k " y " c " con valores de 1.744 y 6.65, respectivamente. Este procedimiento se realizó para cada serie temporal de \bar{V}_m extraído de los GFS, cuyos cálculos fueron automatizados utilizando el lenguaje de programación IDL (Anexo 4:), para ser calculados sobre el área de interés.

Finalmente, los valores obtenidos al ser reemplazados en la ecuación (2.2) y (2.3) muestran la PDF (Figura 9:) y CDF (Figura 10:) para los valores de \bar{V}_m . De esta manera se generan los estadísticos de promedio, grado de dispersión de los datos y registro máximo del viento, esto se aplicó de igual manera a los datos calculados en la ecuación (2.1)

Para esta tesis se considera una distribución bi-paramétrica, es decir, está definida solo por el cálculo de los parámetros de " k " y " c ", ya que el tercer parámetro hace referencia a la variable tiempo o conocido también como el parámetro de localización ($T_0 = 0$) de inicio de la función que permite ingresar una perturbación (identificar fallas) a las condiciones iniciales al momento de generar la PDF.

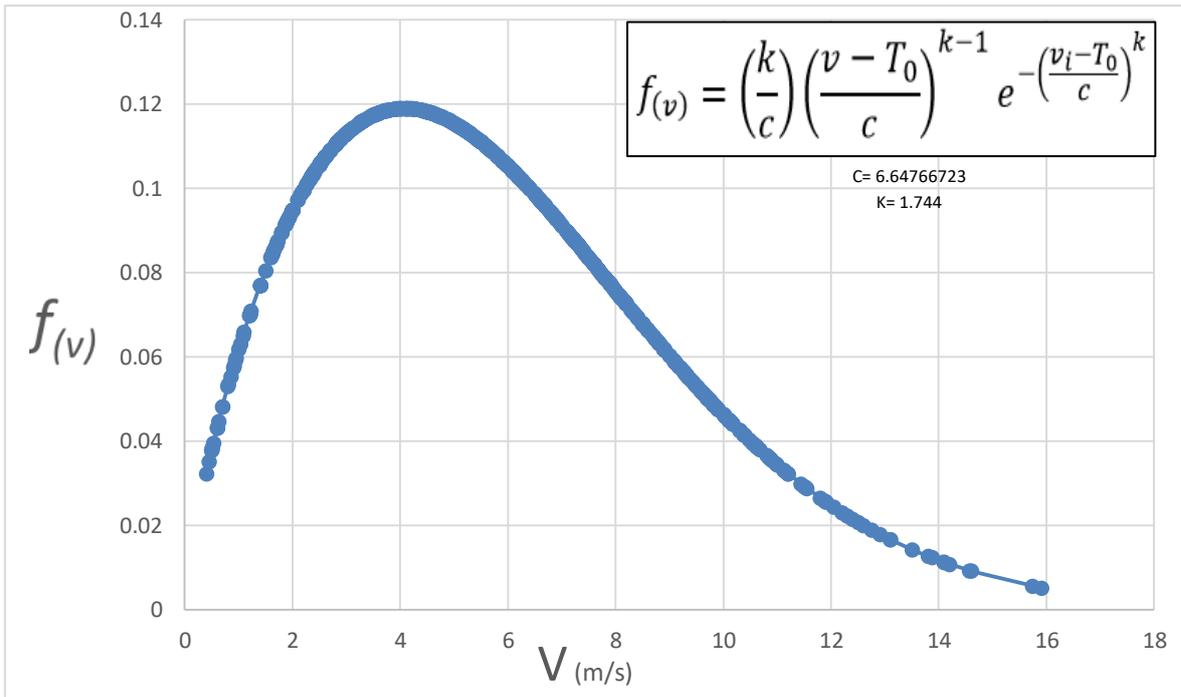


Figura 9: Distribución de Weibull para un factor de forma y escala fijas

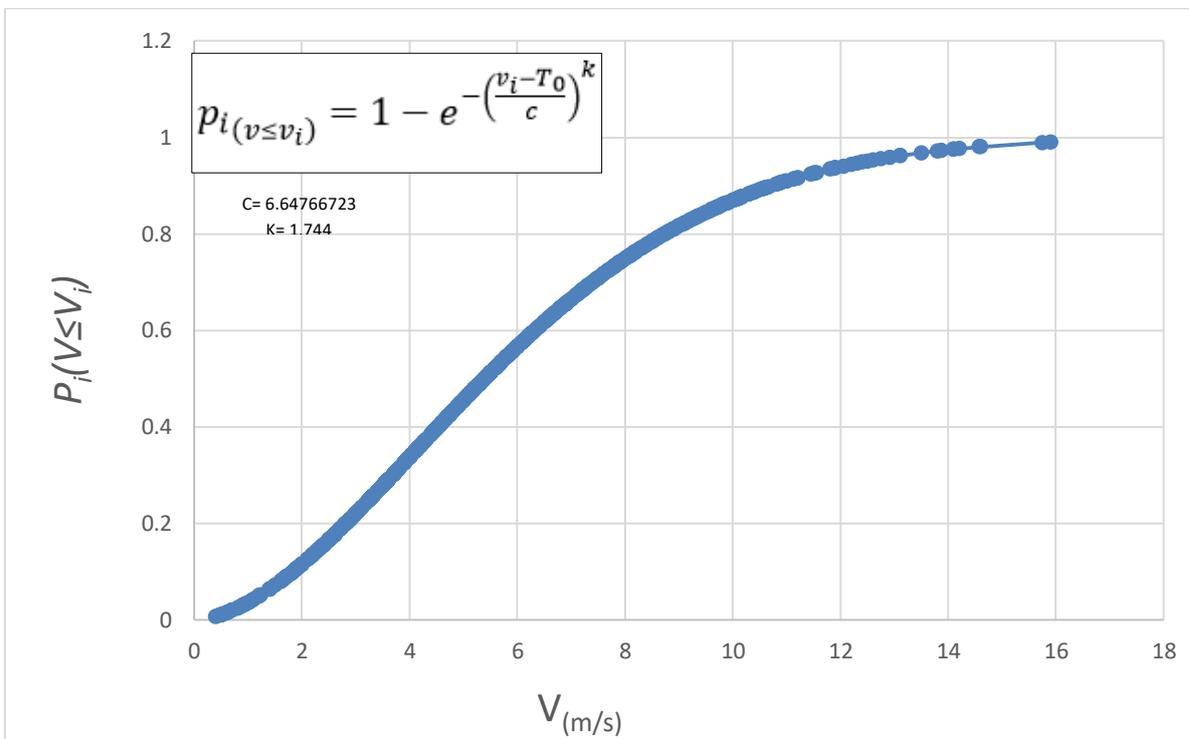


Figura 10: Distribución acumulada de Weibull para parámetro de forma y escala constante

b. CÁLCULO DE LA CIZALLADURA VERTICAL DEL VIENTO

La cizalladura vertical ($V_{ciz.vert}$) del viento meridional (\bar{V}_m) del norte fue calculada por la ecuación (3.16), donde el viento meridional del norte máximo a 850 hPa $V_{\max(850 \text{ hPa})}$ y el viento $V_{3 \text{ km}(700 \text{ hPa})}$ representan el viento meridional del norte a un nivel isobárico de 850 hPa y 700 hPa, respectivamente. Así mismo, se elaboró un script en el entorno GRADS (Anexo 1:) el cual calcula la cizalladura vertical para las 00, 06, 12 y 18 UTC sobre el área de estudio.

$$V_{ciz.vert} = V_{\max(850 \text{ hPa})} - V_{3 \text{ km}(700 \text{ hPa})} \dots (3.16)$$

c. IDENTIFICACIÓN DE EVENTOS SALLJ

Se comparó para la misma fecha y hora los datos de " \bar{V}_m " y $V_{ciz.vert}$ utilizando el coeficiente de correlación de Kendall (ecuación 2.19), siendo para nuestro caso la variable "X" el " \bar{V}_m " en m/s e "Y" la " $V_{ciz.vert}$ ". Con el objetivo de poder identificar las condiciones para un evento SALLJ según los criterios mencionados (Tabla 2) por Bonner (1968) y Whiteman et al. (1997).

3.4.2. Análisis de la precipitación diaria acumulada y eventos SALLJ sobre la selva del Perú durante el verano austral entre los años 2005 al 2014.

- a. Se comparó para la misma fecha los datos de precipitación diaria acumulada del TRMM (sección 3.3.2.) y el " \bar{V}_m " utilizando el coeficiente de correlación de Kendall (ecuación 2.19). Al tener información disponible del " \bar{V}_m " para las 4 horas sinópticas (00, 06, 12 y 18 UTC) y solo para el caso de precipitación diaria acumulada en 1 hora sinóptica (12 UTC) el análisis se realizó utilizando los datos de " \bar{V}_m " a las 00 con los datos de precipitación diaria de la misma fecha, luego con los datos de " \bar{V}_m " a las 06, 12 y 18 UTC, con el objetivo de identificar una relación ya sea directa o inversamente proporcional en el comportamiento horario del " \bar{V}_m " y la precipitación diaria acumulada
- b. Luego el grado de relación entre el " \bar{V}_m " y la precipitación diaria acumulada, fueron superpuestas sobre las zonas de interés obtenidas de la identificación de eventos SALLJ

(descrita en la sección 3.4.1.), con el fin de analizar la relación del SALLJ y el desarrollo de la precipitación.

3.4.3. Mecanismos físicos asociados a eventos SALLJ para la ocurrencia de precipitación en la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.

- a. Se analizó las condiciones sinópticas que se dan con mayor frecuencia durante el verano austral, en relación a los eventos SALLJ identificados (sección 3.4.1.) y se consideró perfiles latitudinales entre los niveles isobáricos de 1000 a 100 hPa para analizar el comportamiento de la humedad relativa (%), temperatura potencial equivalente (K), omega (Pa/s) y el " \bar{V}_m ", con el fin de analizar la estructura vertical del SALLJ y su entorno.
- b. A nivel de superficies isobáricas se calculó la humedad específica (ecuación 3.1) y se superpuso las líneas de corrientes al nivel isobárico de 850 hPa, para identificar el flujo de humedad. Así mismo, se calculó la " $V_{ciz.vert}$ " (ecuación 3.16); se superpuso sobre la isotaca superior a 10 m/s en un nivel isobárico de 850 hPa y se agregó la altura geopotencial del nivel isobárico a 200 hPa; con la finalidad de identificar un aumento o descenso en niveles altos de la atmosfera.
- c. Los datos de precipitación diaria acumulada del TRMM son visualizados para los criterios propuestos por Bonner (1968) y Whiteman et al. (1997) con el fin de analizar el efecto de la precipitación en la salida de los SALLJ.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos en base a cada sección de la metodología. Cabe resaltar que, las métricas correspondientes utilizadas en esta tesis, buscan la relación de los eventos SALLJ y la precipitación estimada por satélite (TRMM) durante el verano austral comprendido entre los años 2005 y 2014. Asimismo, no se consideró los eventos del Fenómeno El Niño o La Niña para en análisis de la información utilizada.

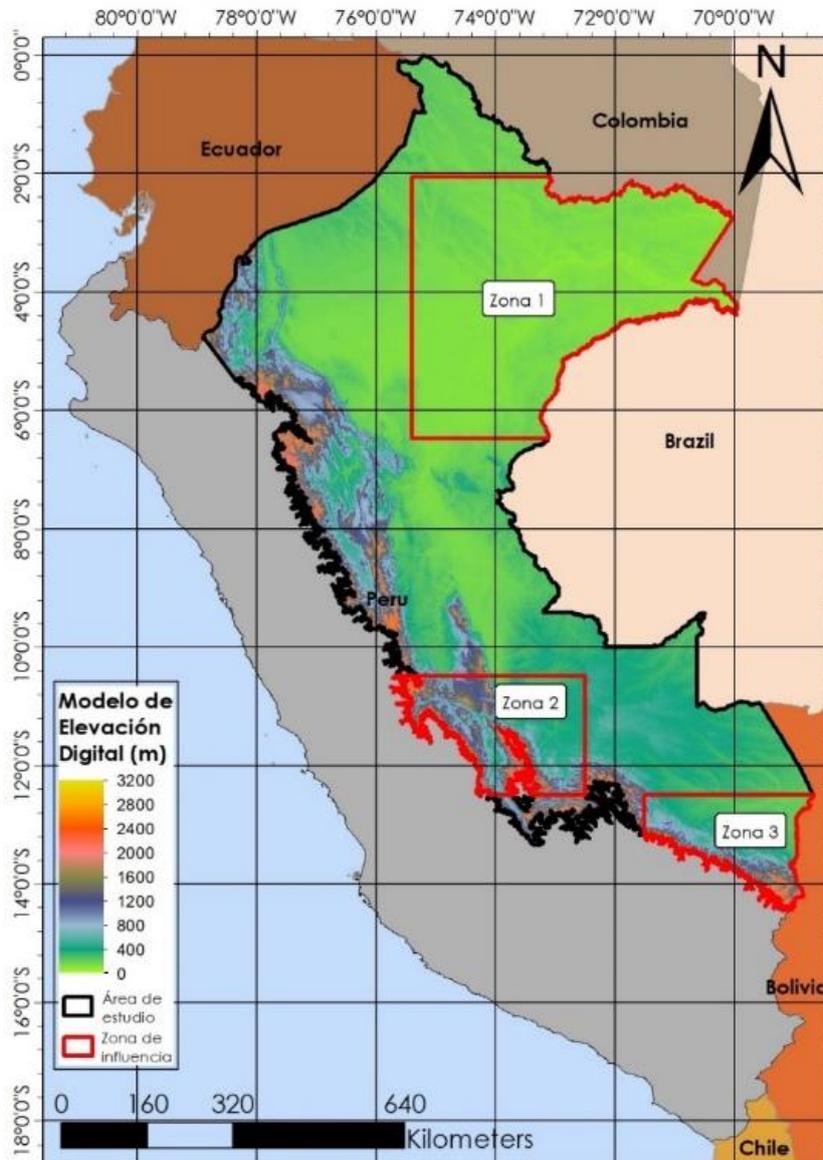


Figura 11: Delimitación de zonas de influencia

Para ello se identificaron 3 zonas de interés (Figura 11) que responden al grado de relación entre el viento meridional (\bar{V}_m) del norte y la cizalladura vertical ($V_{ciz.vert}$) estimada entre los 850 y 700 hPa para las 4 horas sinópticas (00, 06, 12 y 18 UTC) utilizando el test de Kendall con datos pareados (explicado en la sección 3.4.2).

4.1. COMPORTAMIENTO ESPACIO-TEMPORAL DE LA CORRIENTE EN CHORRO DE BAJOS NIVELES SOBRE LA SELVA DEL PERÚ DURANTE EL VERANO AUSTRAL ENTRE EL 2005 Y 2014

En función a la información disponible (obtenidos de las salidas GFS) del 78.5 por ciento del periodo de estudio, se observa una máxima correlación entre el viento meridional (\bar{V}_m) del norte y la cizalladura vertical ($V_{ciz.vert}$) a las 00 UTM (05 hora local) sobre el lado Nor-Este entre los 2.2°S - 6.4°S y 75.6°W - 70°W correspondiente a la zona 1 (a partir de ahora) con correlaciones entre 0.36 y 0.5. Por el lado Este de la cordillera central de los Andes, entre 10.4°S - 12.42°S y 75.6°W - 72.4°W correspondiente a la zona 2 (a partir de ahora) se obtuvo correlaciones de 0.2 a 0.5 y finalmente al Sur-Este entre los 12.42°S - 14.4°S y 71.6°W - 68.8°W para la zona 3 (a partir de ahora) se muestran correlaciones de 0.1 a 0.4; se utilizó las 00 UTC como base para realizar la zonificación debido a que presenta los valores máximos asociados a una relación entre el \bar{V}_m y $V_{ciz.vert}$, considerando una correlación baja de $-0.3 \leftrightarrow 0.3$ y correlación media de $0.3 \leftrightarrow 0.5$ (Figura 12:).

Por otro lado, se observa en horas de la madrugada 00 UTC (05 hora local) sobre la zona 1 y 2, el máximo grado de asociación entre \bar{V}_m y $V_{ciz.vert}$, es decir, las condiciones para el caso A (Figura 6:) muestra que la componente del viento meridional del norte a 850 hPa es superior al viento a 700 hPa. Sin embargo, en la zona 3 no se evidenció un grado de asociación marcado. La influencia de la topografía en la zona 2 y 3 juega un rol muy importante que afecta la componente del viento meridional.

Por otro lado, para las 06,12 y 18 UTC (11, 17 y 23 hora local, respectivamente), la correlación entre las variables de \bar{V}_m y $V_{ciz.vert}$ registraron los valores más bajos, lo que responde a la naturaleza de formación del SALLJ que parte de un intercambio energético con el entorno.

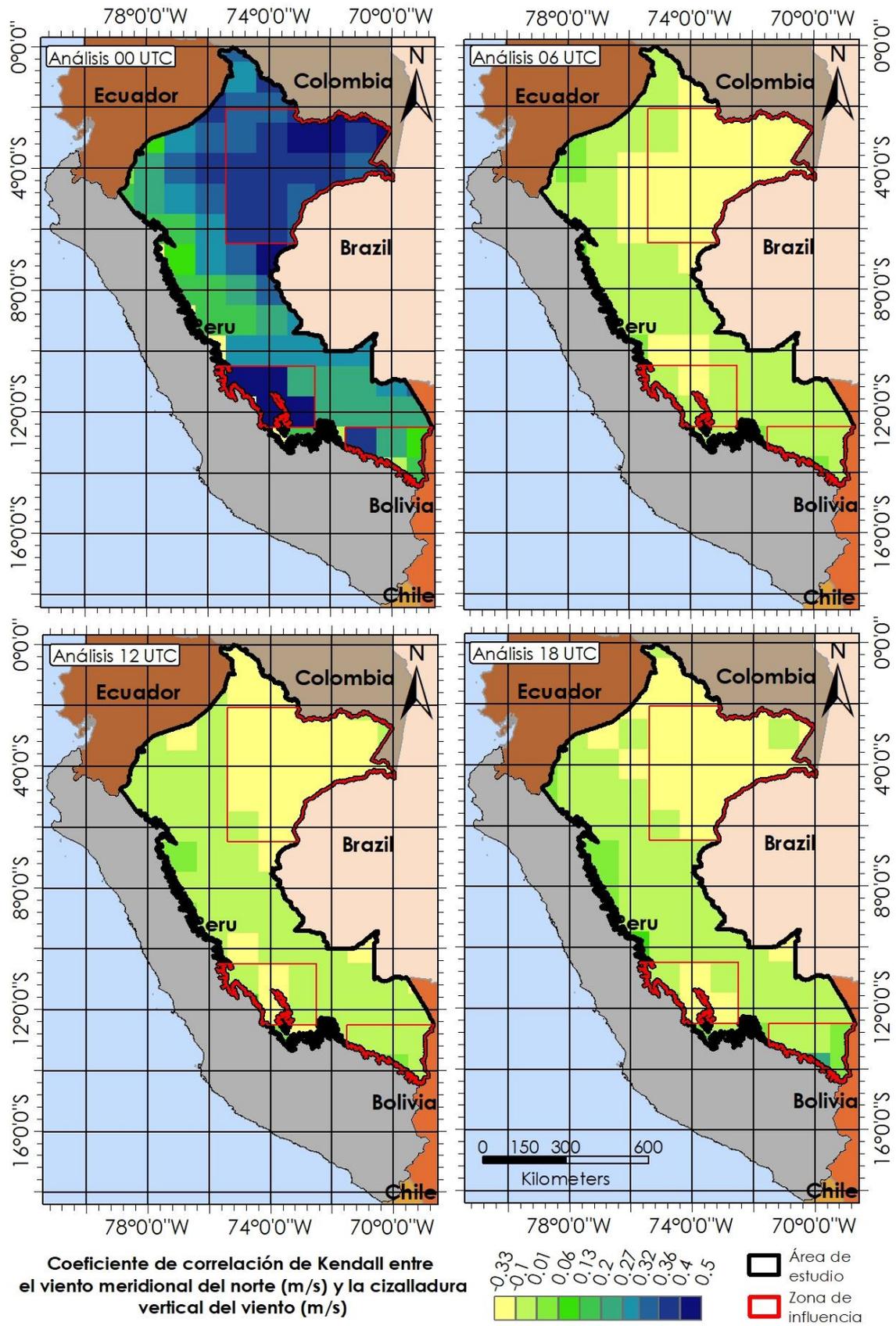


Figura 12: Correlación de viento meridional (\bar{V}_m) del norte y cizalladura vertical para las 00, 06, 12 y 18 UTC

a) COMPORTAMIENTO HORARIO DEL VIENTO MERIDIONAL (\bar{V}_m) DURANTE EL VERANO AUSTRAL DEL 2005 AL 2014.

La velocidad del viento (Anexo 4: y 5) es uno de los parámetros meteorológicos más variables en espacio y tiempo. Es normal que durante el día se presenten fuertes oscilaciones debido a la diferencia térmica entre superficies, factores sinópticos, efectos topográficos, etc. Sin embargo, las variaciones diarias también responden a una estacionalidad que se ve alterada a través de los años. Los valores máximos y los promedios dan muestra de su variabilidad en la intensidad.

Sobre el área de estudio, las regiones planas como la selva predominan circulaciones bastante definidas en cada estación, el comportamiento clásico de los vientos Alisios, el flujo por parte del Atlántico Sur y el desarrollo de sistemas convectivos característicos de cada estación, son moduladores perennes.

Por otro lado, las influencias de las laderas al Este de la cordillera de los Andes modifican y alteran la circulación del viento volviéndolas más caóticas; debido a los efectos de fricción y vientos canalizados. Así mismo, las condiciones de pertenecer a los trópicos muestran una atmosfera que no presenta un alto grado de intercambio energético (desde el punto de vista térmico) en comparación a las latitudes medias, mostrando así en los trópicos una atmósfera donde los flujos de viento son de origen dinámico (en la mayoría de casos) gobernados por flujos a escala sinóptica. Es así como se evidencia un viento promedio máximo entre los 9.3 a 10.5 m/s a las 12 UTC sobre la zona 1, seguido por las 06 UTC registrando valores entre los 5.8 a 8.2 m/s. En cambio, los vientos menos intensos (inferior a 5.8 m/s) al lado Este de la cordillera de los Andes (zona 2 y 3), muestran el efecto topográfico donde el efecto de la fricción debilita y altera los flujos de vientos que son canalizados hacia el sur (Figura 13:).

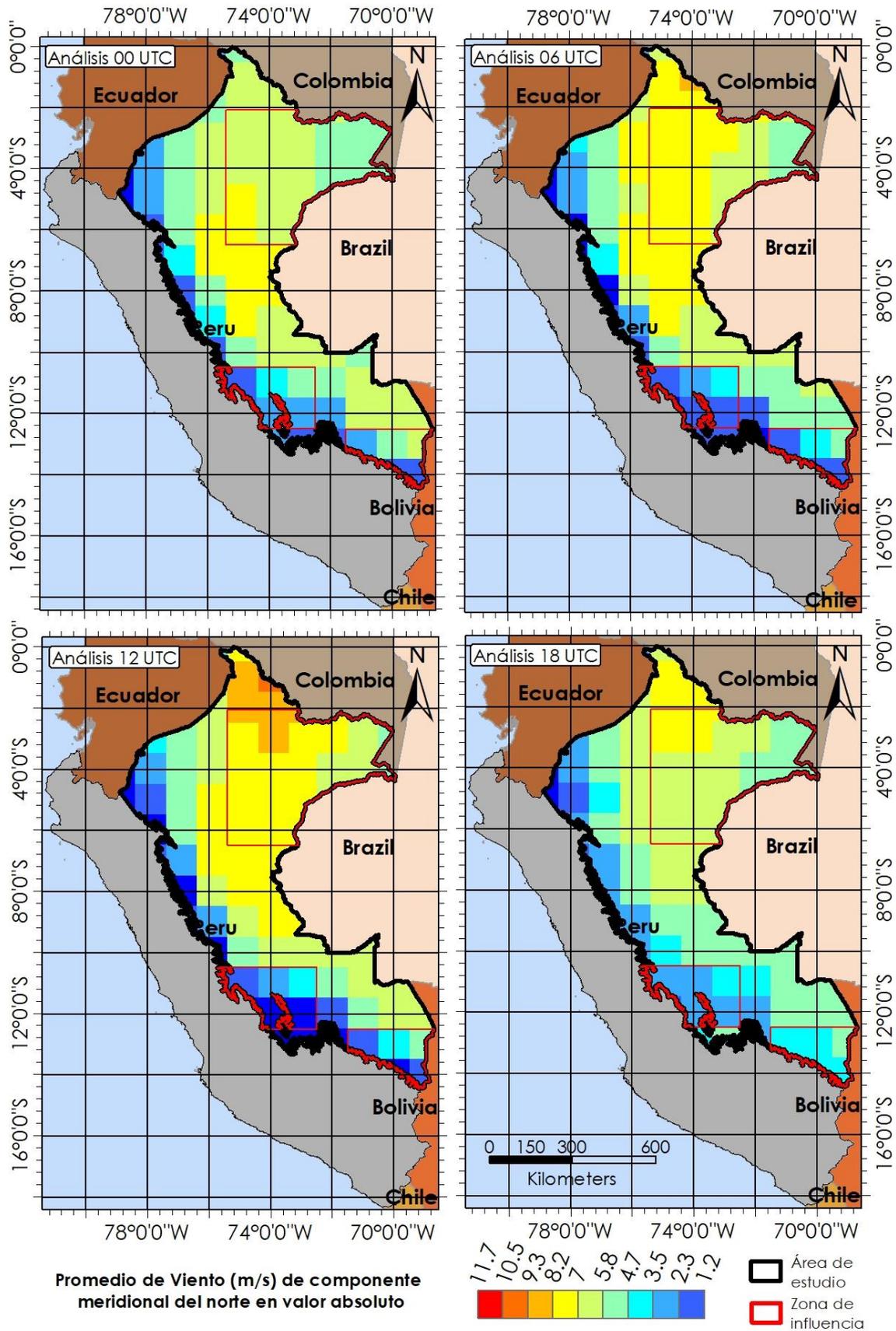


Figura 13: Promedio del viento meridional (\bar{V}_m , valor absoluto) del norte para las 00, 06, 12 y 18 UTC

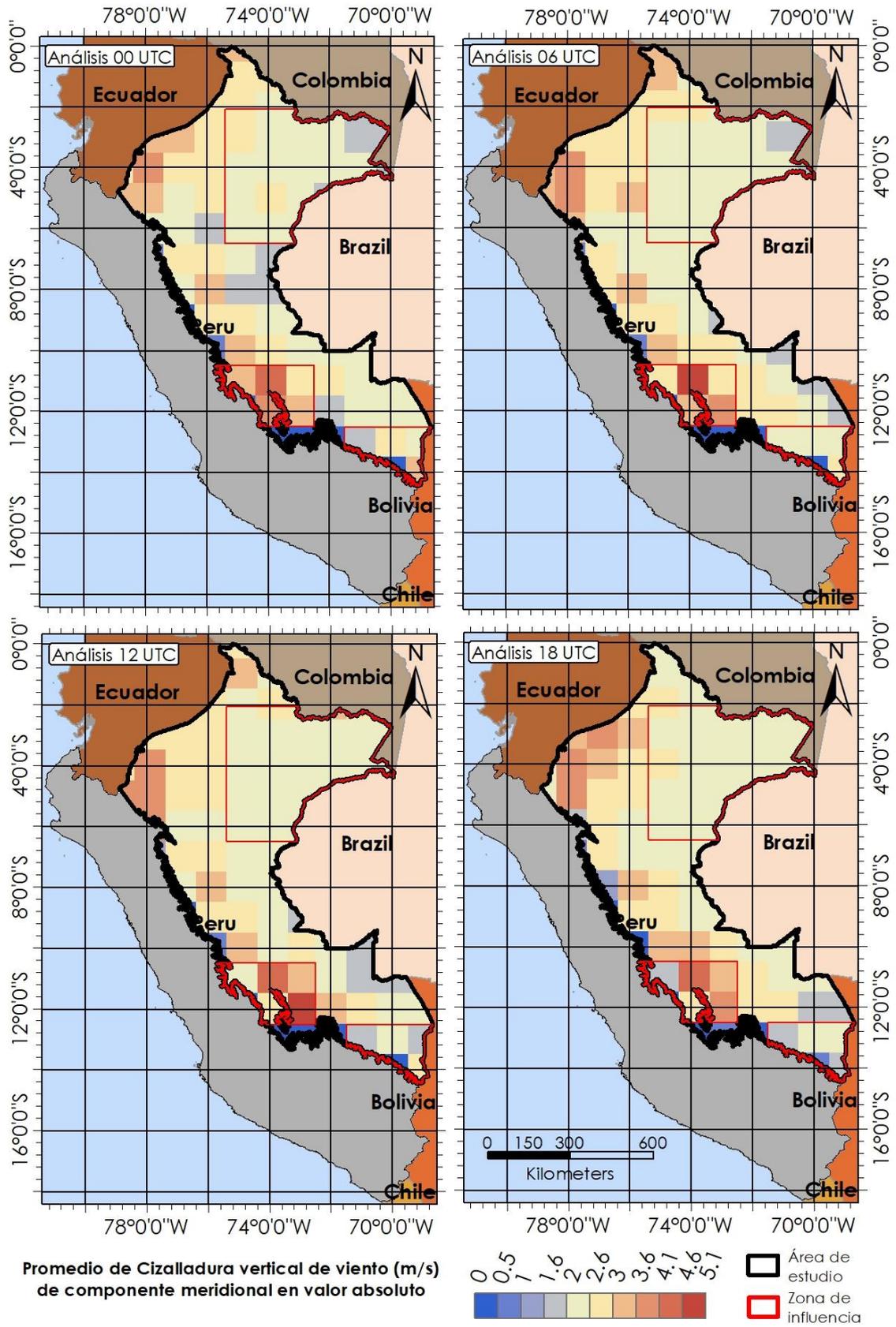


Figura 14: Promedio de cizalladura vertical (\bar{V}_m , valor absoluto) para las 00, 06, 12 y 18 UTC

El cambio de la velocidad horizontal con la altura (cizalladura vertical) según su intensidad tiene un rol importante en el desarrollo de células convectivas en la salida de un flujo de viento (Figura 14:), estando los valores más altos, asociados a condiciones de inestabilidad y mayor duración de tormentas (si se dan las condiciones para su desarrollo, sección 2.4.3.).

De acuerdo al comportamiento temporal de la $V_{\text{ciz.vert}}$, la mayor inestabilidad se ubica en la zona 2 para las 12 UTC con valores superiores a los 4.1 m/s. Sobre los terrenos planos (zona 1), el efecto del cortante vertical muestra valores intermedios en la componente meridional del viento con dirección de norte a sur cercano a los 2 m/s y valores muy bajos de 0.5 a 2 m/s.

En cuanto al factor de forma (Figura 15:) indica el grado de dispersión de la velocidad del viento respecto a su valor medio. Los valores más bajos representan una menor variación en la velocidad del viento promedio y una mayor frecuencia del viento promedio. De forma particular, esto sucede para la zona 2 y 3, cercanas a las laderas de la cordillera de los Andes para las 00, 06, y 12 UTC con valores que oscilan entre 0 y 1.4 m/s.

Por el contrario, las mayores variaciones en el \bar{V}_m se muestran en la zona 1, donde supera en 2.3 m/s el promedio normal; de tal manera que, la influencia de los vientos alisios se hace más predominante debido a la deflexión hacia el sur que se genera por las barreras topográficas.

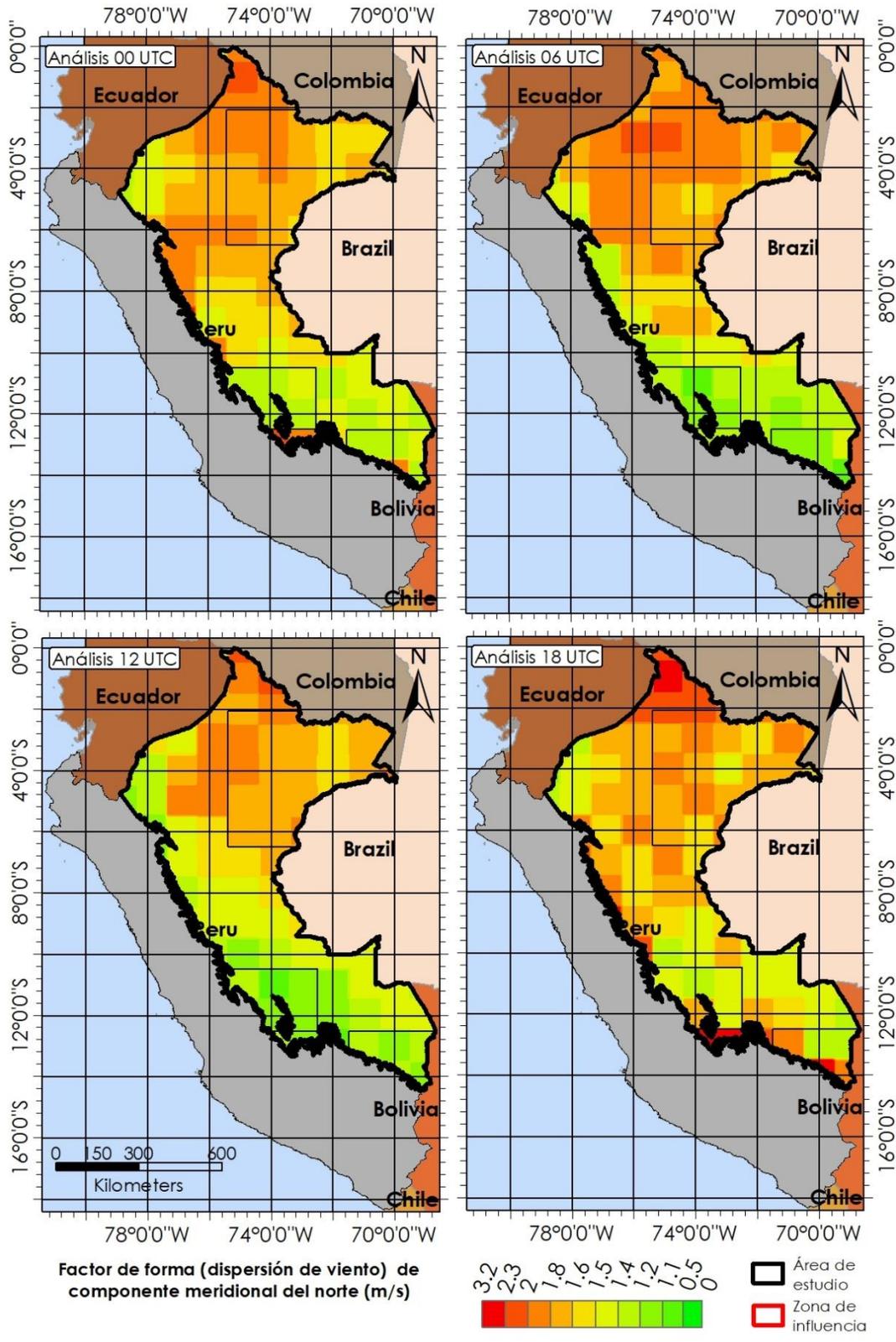


Figura 15: Factor de forma (dispersión de datos) del viento meridional (\bar{V}_m) del norte para los 00, 06, 12 y 18 UTC

Estacionalmente, las mayores variaciones ocurren en superficies llanas, donde el efecto de fricción no altera la intensidad de la velocidad del viento. Sin embargo, en zonas con pendiente y con mayor elevación (cerca al lado este de la cordillera de Andes) muestran una dispersión casi constante o cercana al viento promedio.

Por otro lado, los valores máximos registrados (Figura 16:), en la serie temporal de datos durante el verano austral comprendido entre los años 2005 y 2014, evidencian las máximas velocidades sobre el Nor-este del territorio peruano, con valores de 14.6 a 21.4 m/s a las 12 UTC sobre la zona 1, seguido de las 06 UTC con valores de 12.8 a 14.6 m/s; siendo las 00 y 18 UTC las horas sinópticas que registran los valores entre los 10.4 y 13.7 m/s en la componente meridional del norte, siendo estos últimos los valores más bajos en la intensidad del viento máximo registrado sobre la zona 1.

En el caso de las zonas 2 y 3, las intensidades oscilan entre los 1.8 y 12.8 m/s, para las 00, 06 y 18 UTC, siendo los píxeles más cercanos a las laderas de los Andes los que presentan los valores más bajos en intensidad de viento, caso contrario sucede para los píxeles que se encuentran al lado más al Este sobre la selva centro y sur, lo que responde a una interacción con la topografía de la superficie debido a la fricción de la superficie.

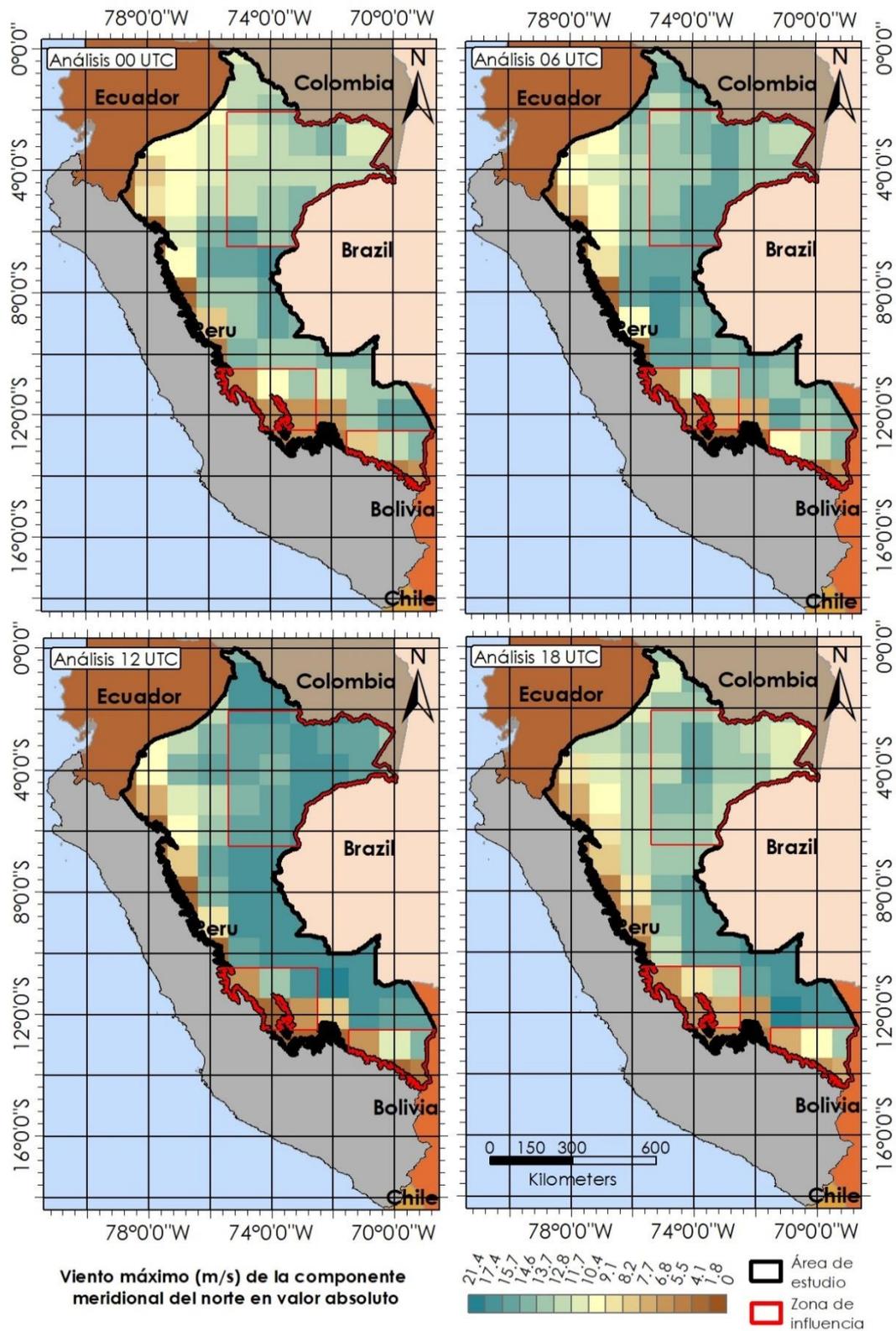


Figura 16: Registro máximo del viento meridional (\bar{V}_m , valor absoluto) del norte para las 00, 06, 12 y 18 UTC.

4.2. PRECIPITACIÓN DIARIA ACUMULADA Y EVENTOS SALLJ SOBRE LA SELVA DEL PERÚ EN EL VERANO AUSTRAL ENTRE LOS AÑOS 2005 AL 2014.

Se analizó el ciclo diurno (Figura N° 17 - 28) de la intensidad y cizalladura del viento meridional del norte con la precipitación diaria acumulada, sobre las zonas de influencia (Figura 11:) para los veranos australes comprendidos entre el 2005 y 2014; las variables de \bar{V}_m (color rojo), $V_{ciz.vert}$ (color azul) y precipitación acumulada durante 24 horas (color negro, en barras). Los eventos SALLJ fueron identificados según las condiciones (Tabla 6: *Número de casos SALLJ registrados durante el verano austral 2005-2014.*) del criterio “0” y “1”, analizando los valores de la velocidad y cizalladura del viento. A ello se superpusieron los datos de precipitación estimadas del TRMM. Se considera la cizalladura menor a -5 m/s y una intensidad de viento inferior a -10 m/s; los valores negativos corresponden a la orientación de la componente meridional del Norte (con dirección al Sur) y las precipitaciones superiores a los 0.1 mm/día.

Los días que cumplen los criterios para un evento SALLJ (Anexo 6:) no necesariamente están asociados a fuertes precipitaciones. De los 39 casos identificados durante los veranos australes, 11 eventos SALLJ registraron según los datos de precipitación acumulada, valores entre 0 a 0.2 mm/día, seguido de 22 casos con precipitaciones entre los 0.6 y 8.9 mm/día, y por último 6 casos registraron precipitaciones acumuladas entre 13 y 64 mm/día.

Los años con mayor precipitación acumulada durante los eventos SALLJ fueron en 2008, luego 2007, 2009, 2012, 2010, 2006, 2011 y finalmente 2005 con 115.2, 82.8, 16.5, 15.2, 10.3, 8.9, 8.7 y 6 mm, respectivamente. Dichos valores representan la suma de precipitación diaria durante los eventos SALLJ para cada año.

El número de casos SALLJ registrados para cada año muestra una relación similar comparada con la precipitación acumulada en los eventos SALLJ. El año con mayor registro de eventos SALLJ se dio en el 2007 con 13 casos, seguido del 2008, 2006, 2012, 2009, 2010, 2011 y por último 2005 con 9, 5, 4, 3, 2, 2 y 1 casos respectivamente.

Tabla 6: Número de casos SALLJ registrados durante el verano austral 2005-2014.

Hora (UTC)	00		06		12		18		Total
	0	1	0	1	0	1	0	1	
Criterio	0	1	0	1	0	1	0	1	
zona 1	4	5	4	2	7	6	2	-	30
zona 2	-	-	-	-	-	-	-	-	0
zona 3	3	3	-	1	1	1	-	-	9
Total	15		7		15		2		39

Por otro lado, los eventos SALLJ durante las horas sinópticas analizadas evidencian un mayor número de casos a las 00 y 12 UTC correspondientes al 76.9 por ciento de los casos identificados, durante las horas intermedias (06 UTC) se registró un 17.9 por ciento y finalmente un 5.1 por ciento del total de casos correspondiente a las 18 UTC. Analizando este factor y su equivalente a hora local, se encontraría con mayor probabilidad eventos SALLJ entre las 05:00 y 17:00 horas, asociados al alba y ocaso del Sol.

En relación a los criterios analizados (Tabla 7) para la identificación de los eventos SALLJ, se registró un 53.8 por ciento de los casos utilizando el criterio “0” propuesto por Whiteman et al. (1997) y un 46.2 por ciento utilizando el criterio “1” propuesto por Bonner (1968). En relación a las zonas de influencia, se observó una mayor frecuencia de eventos SALLJ sobre la zona 1 (76.9 por ciento de casos), seguida de la zona 3 (23.1 por ciento de casos). Cabe mencionar que, no se evidenciaron las condiciones necesarias para identificar un SALLJ sobre la zona 2. También se registró 64.1 por ciento de eventos SALLJ en el mes de febrero y un 35.9 por ciento para los meses de diciembre y enero.

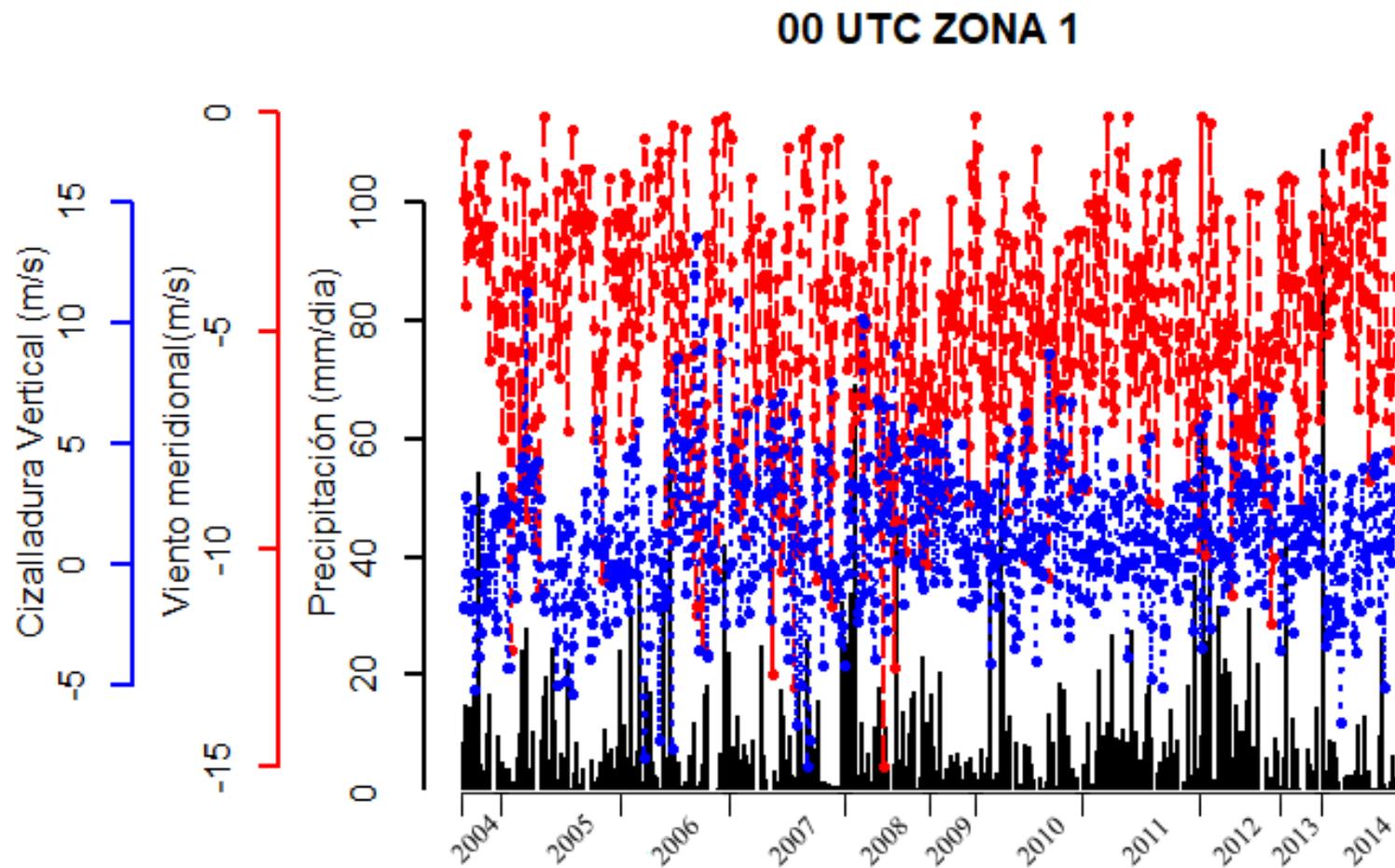


Figura 17: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W

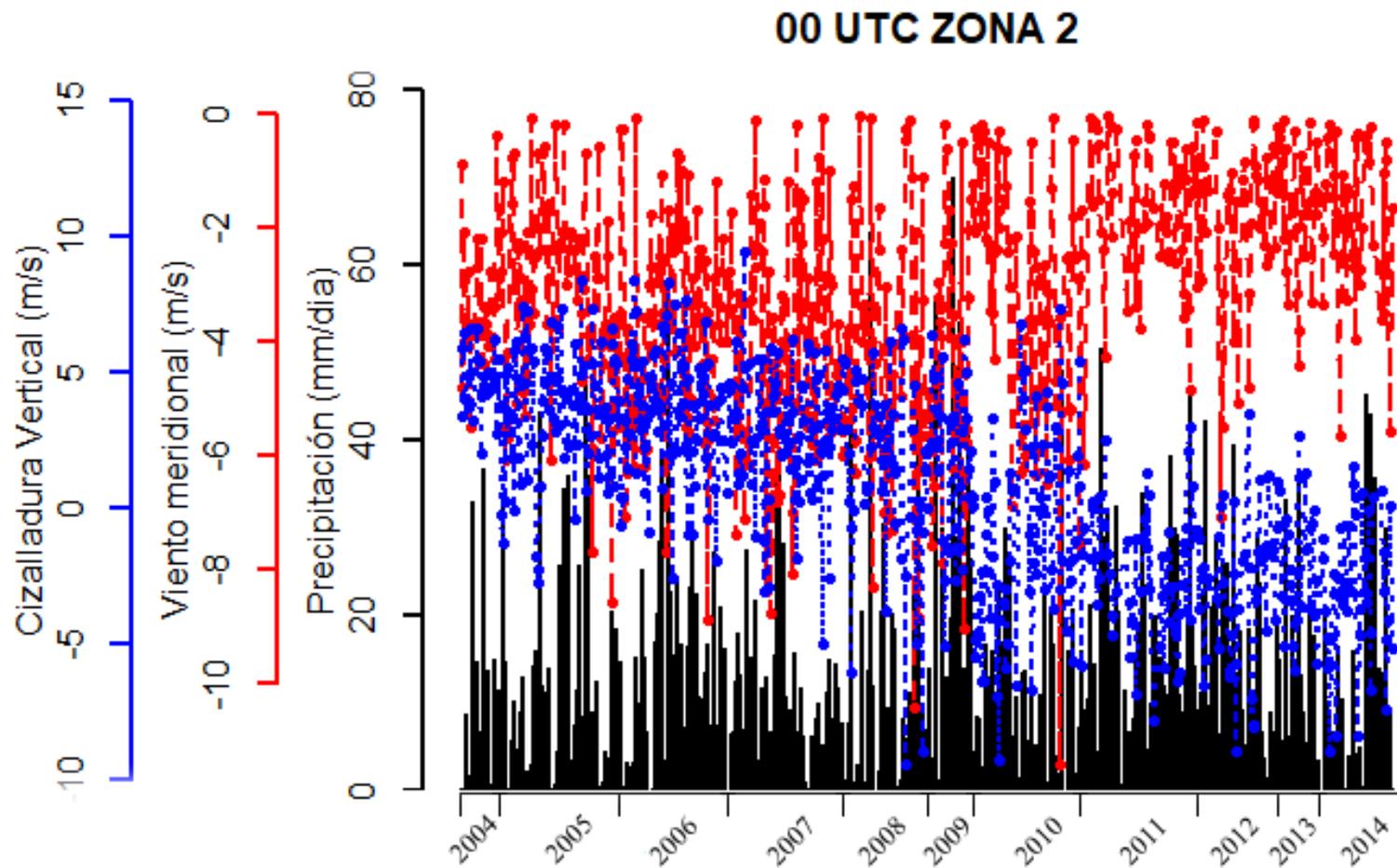


Figura 18: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W

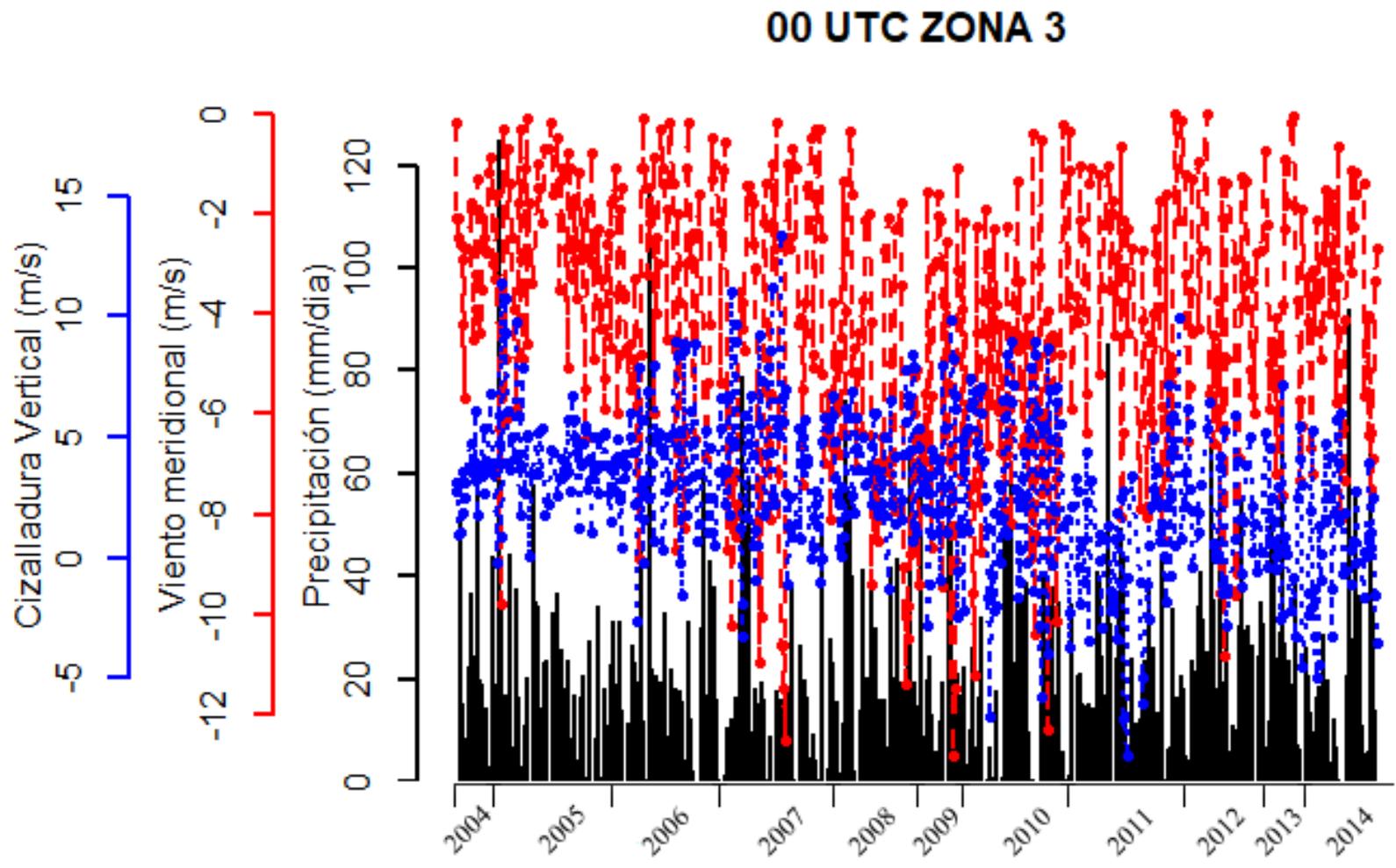


Figura 19: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 00 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W

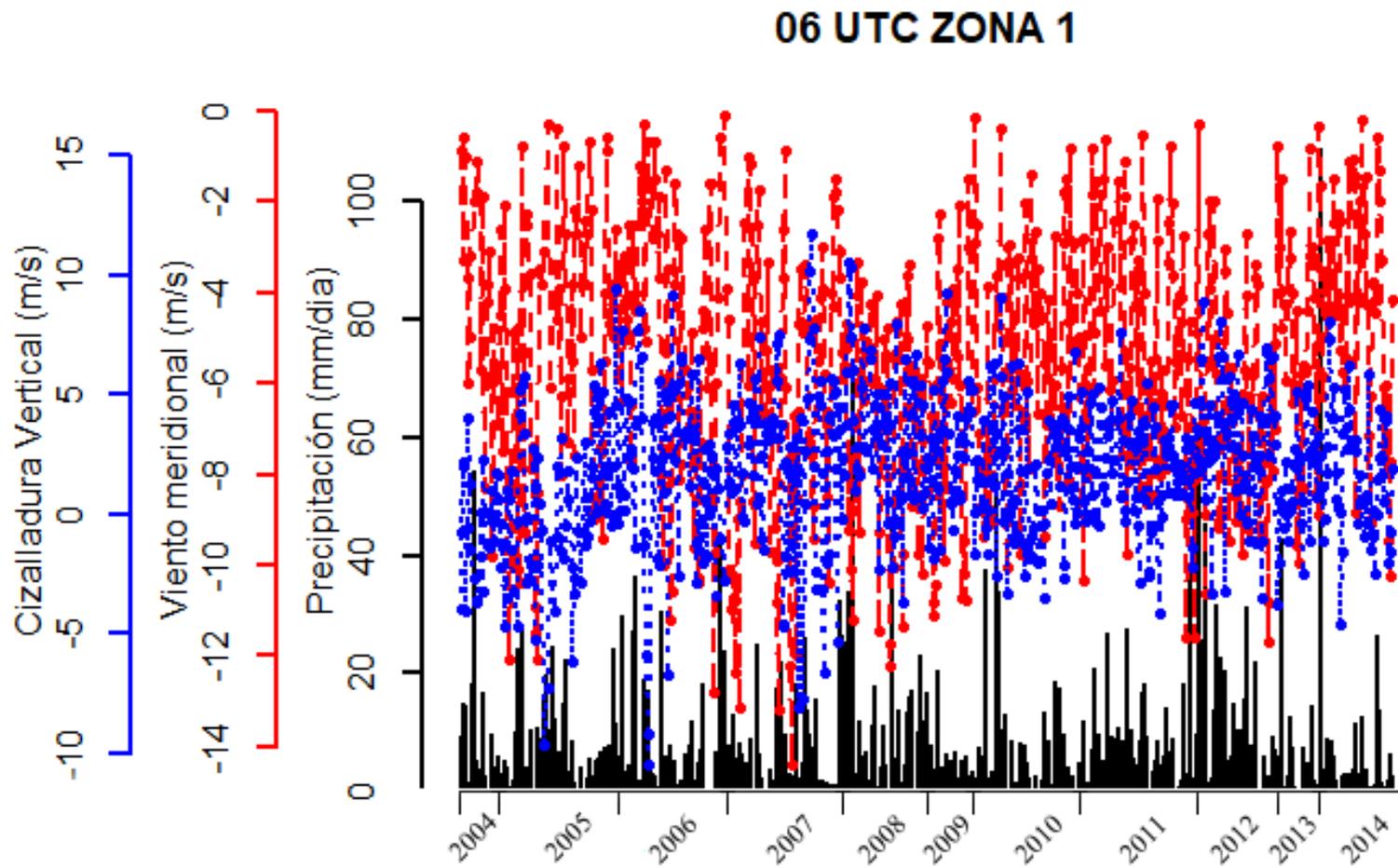


Figura 20: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 2. 9° S / Longitud: 72.1° W

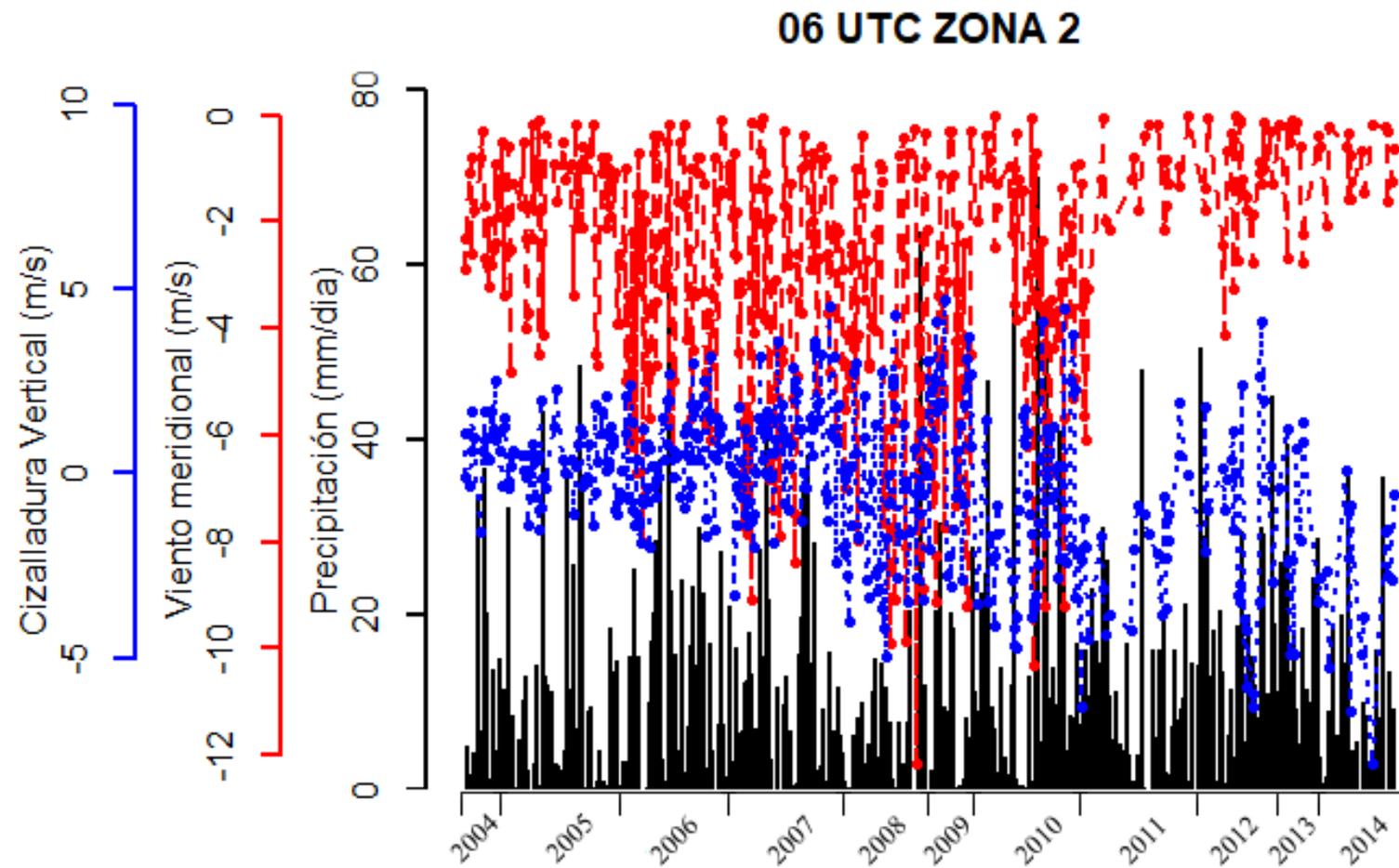


Figura 21: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas), $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W

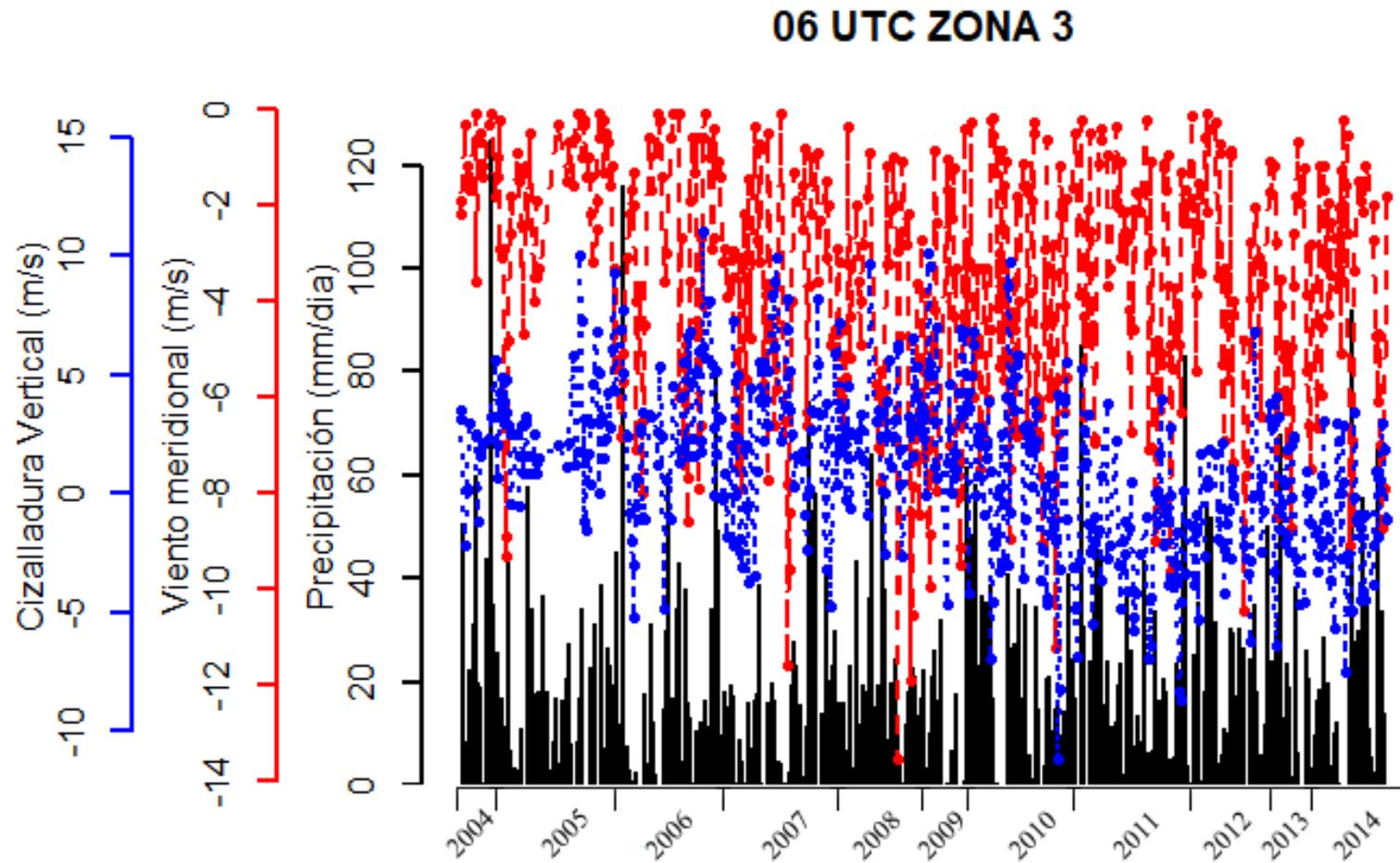


Figura 22: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 06 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W

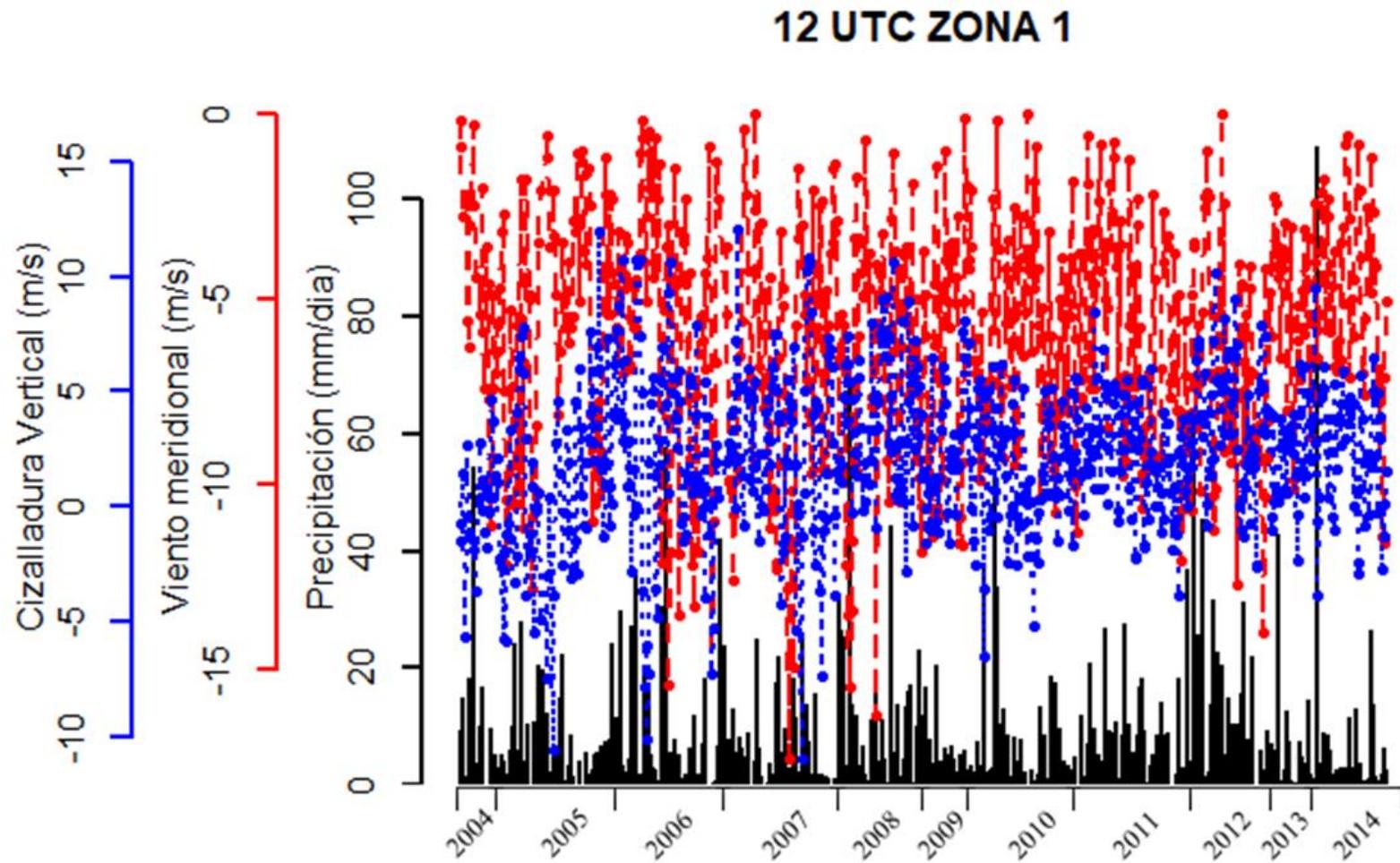


Figura 23: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas), $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W

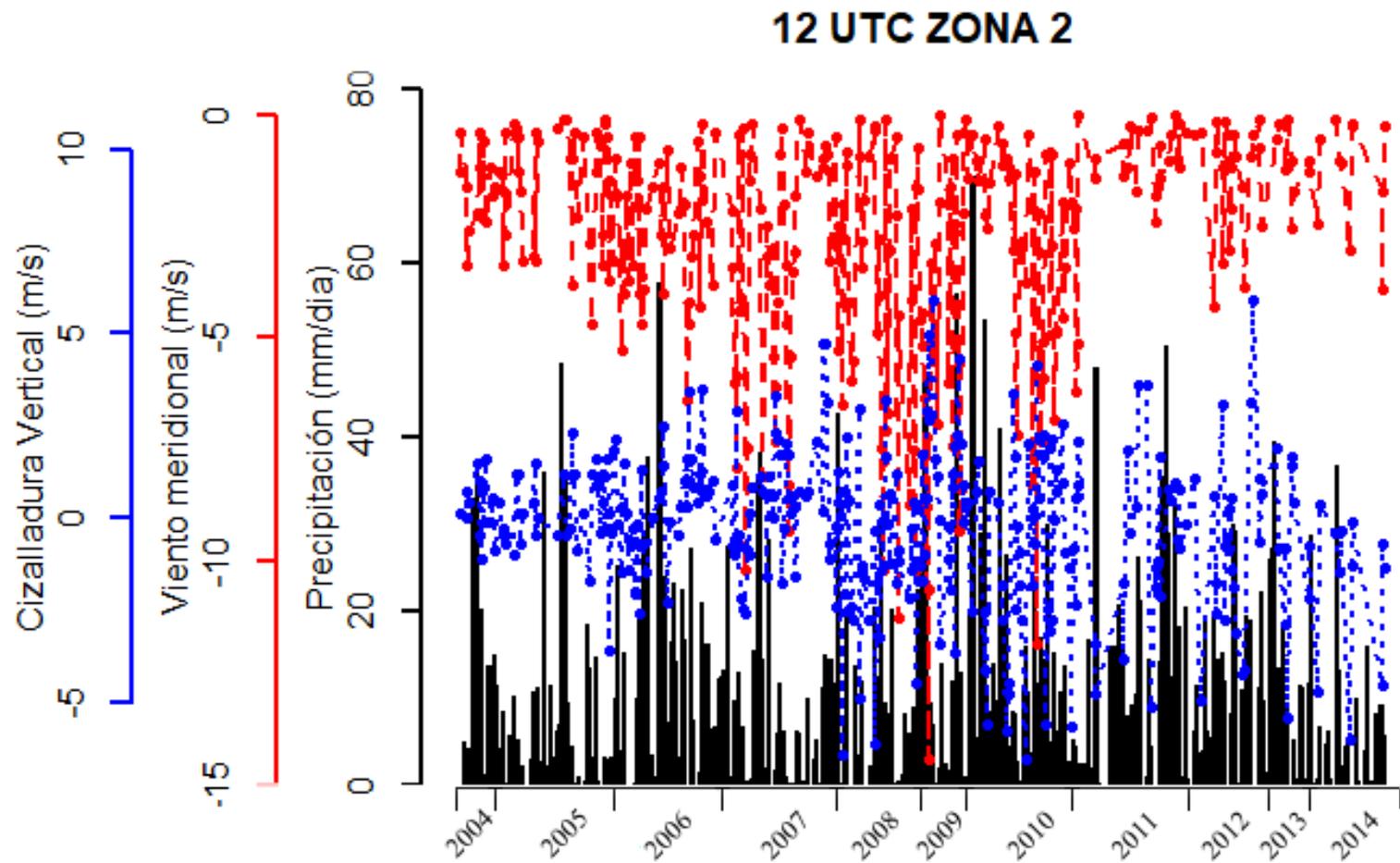


Figura 24: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W

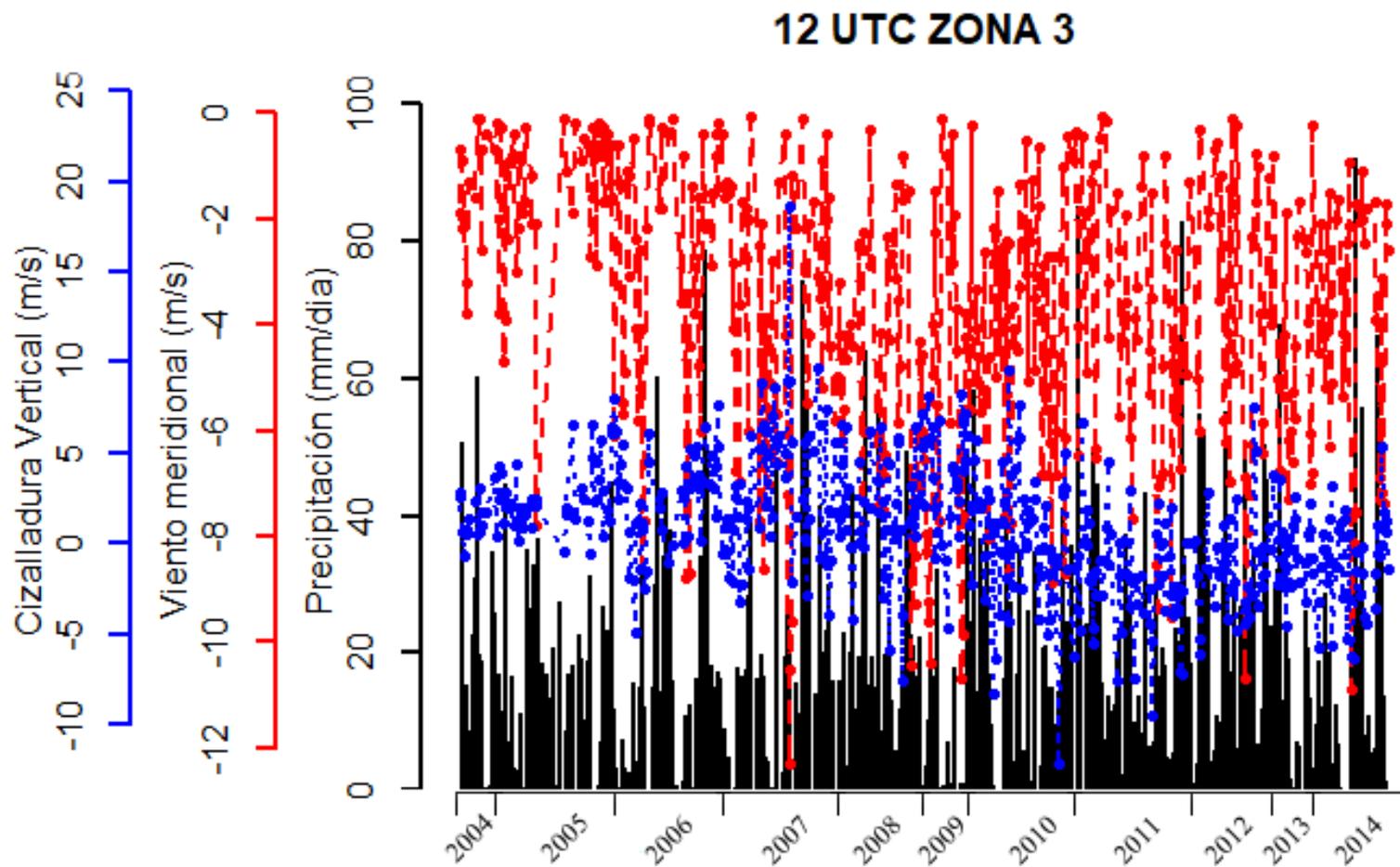


Figura 25: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 12 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W

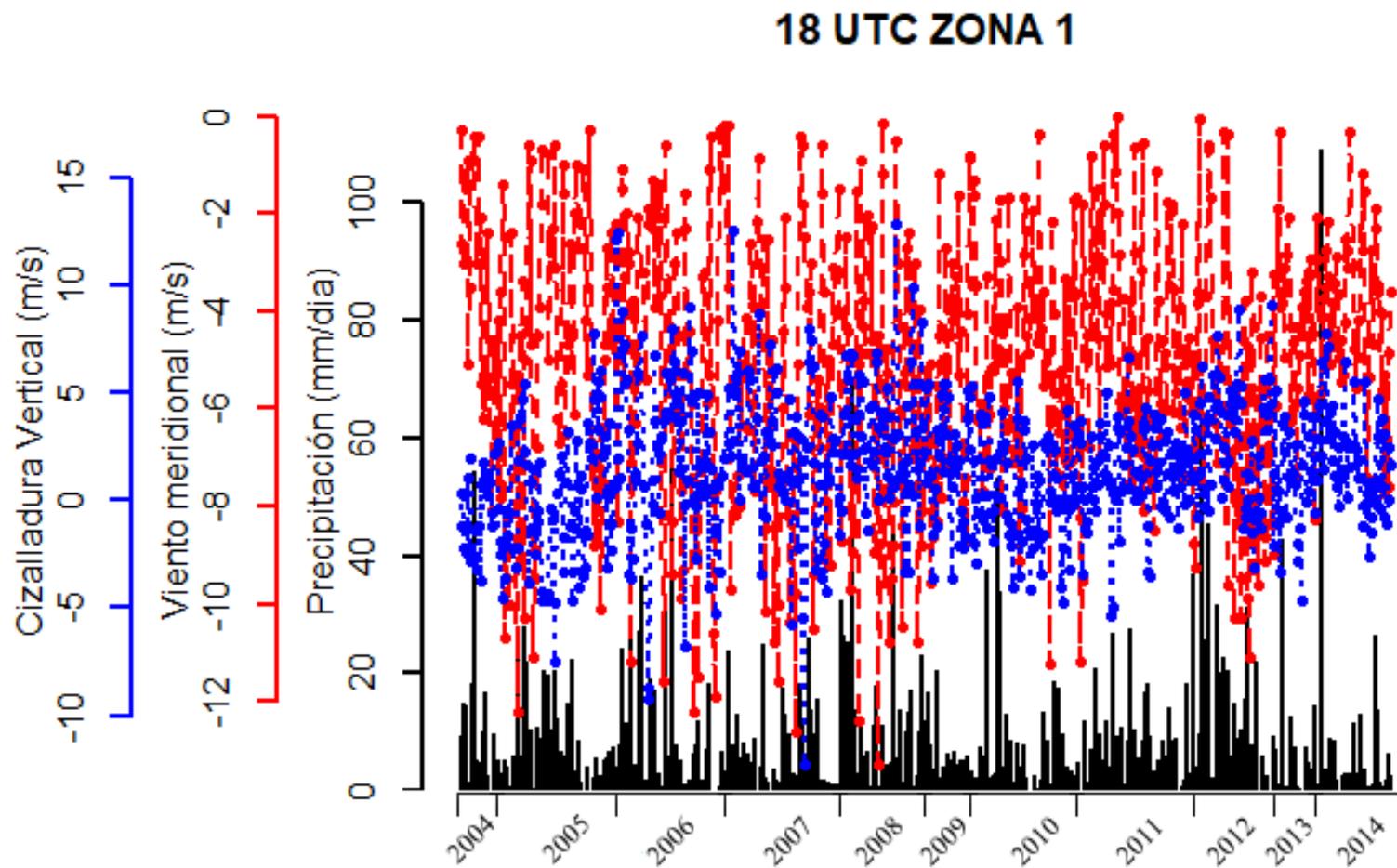


Figura 26: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas) , $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 2.9° S / Longitud: 72.1° W

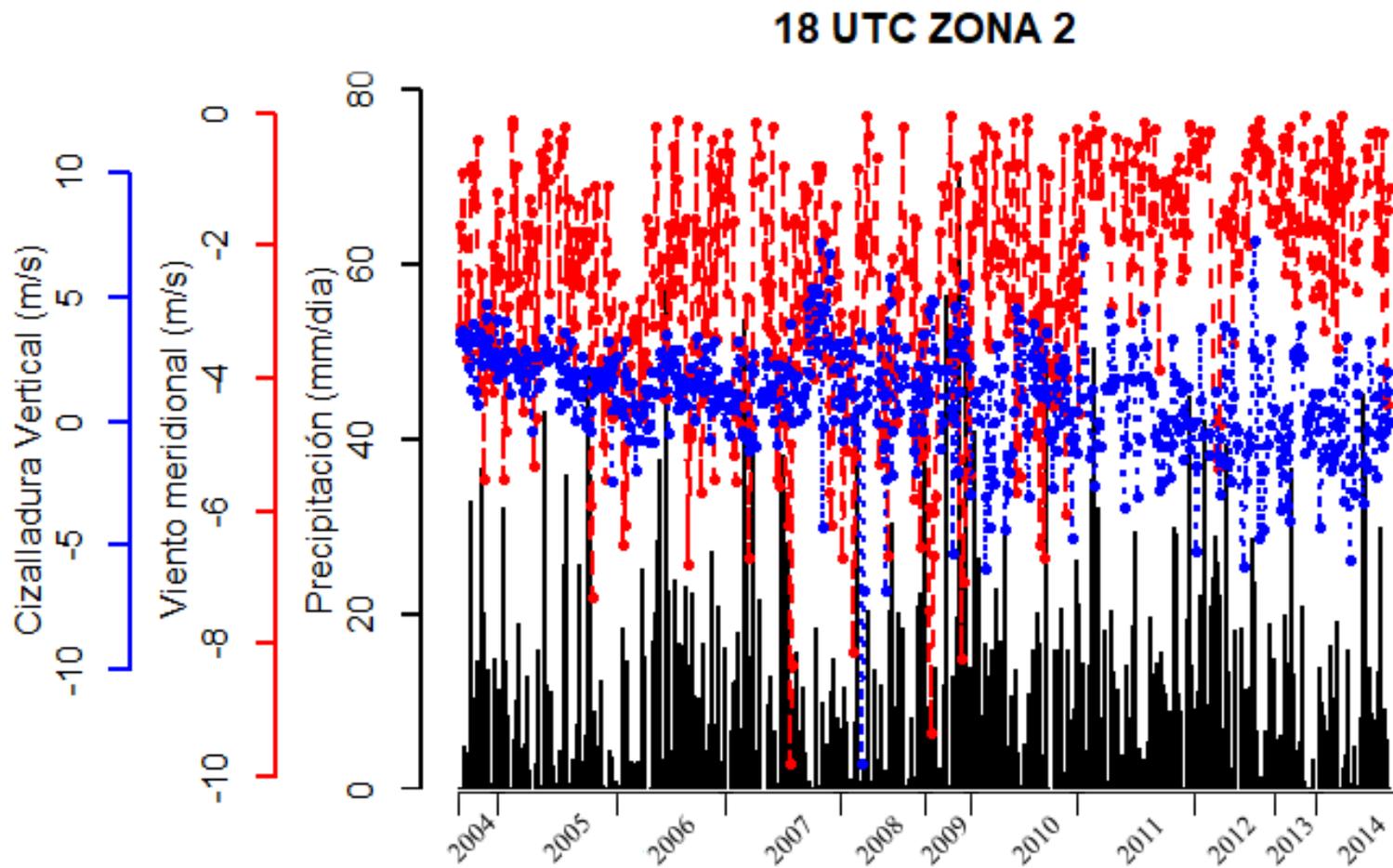


Figura 27: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas), $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 11° S / Longitud: 73.9° W

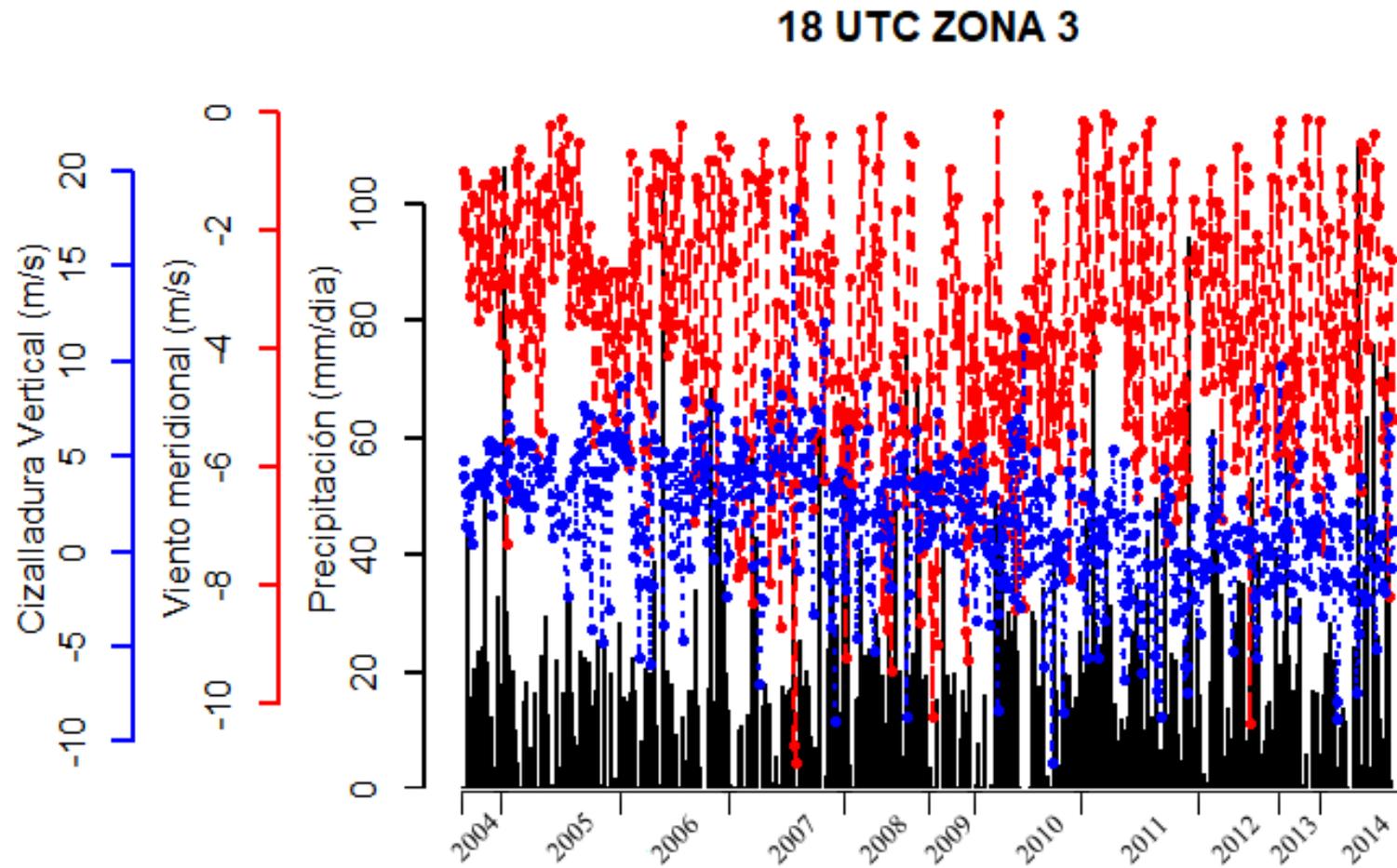


Figura 28: Comportamiento temporal del \bar{V}_m (líneas rojas), $V_{ciz.vert}$ (líneas azules) y precipitación (barras) diaria acumulada, en m/s y mm/día, respectivamente. Para las 18 UTC, Latitud: 12.9° S / Longitud: 69.7° W

a) **COMPARACIÓN DE DATOS DE VIENTO Y PRECIPITACIÓN**

De las horas sinópticas analizadas, se observa un mayor grado de asociación entre los valores de \bar{V}_m y precipitación diaria acumulada en las primeras horas de la madrugada 00 UTC (05 hora local), este comportamiento no alcanza valores tan altos en comparación a las 06, 12, y 18 UTC.

Se consideró los valores del viento como tal (valores negativos debido a su dirección al sur) y las precipitaciones acumuladas en 24 horas con valores superiores a los 0.1 mm/día; es por ello que la relación entre dichas variables es inversamente proporcional.

El grado de asociación entre el \bar{V}_m y precipitación diaria (Figura 29:), muestran una relación inversa con mayor concordancia en la zona 2 (-0.2 a -0.6) para las 00, 06 y 12 UTC. Es decir, el flujo de vientos debido al forzamiento topográfico influye más en comparación que la zona 1 en todas las horas sinópticas analizadas.

Por otro lado, en zonas planas (zona 1) no se evidencia una asociación entre la precipitación diaria acumulada y la componente del viento meridional del norte. Así mismo, por los resultados del coeficiente cercanos a 0 (cero) muestran que la precipitación no está solo condicionada por el \bar{V}_m .

Cabe señalar que una baja relación entre los flujos de viento y la precipitación, evidencia que no solo depende de un evento SALLJ, sino de la cantidad de humedad disponible en el ambiente, así como las condiciones necesarias para el desarrollo de un complejo convectivo.

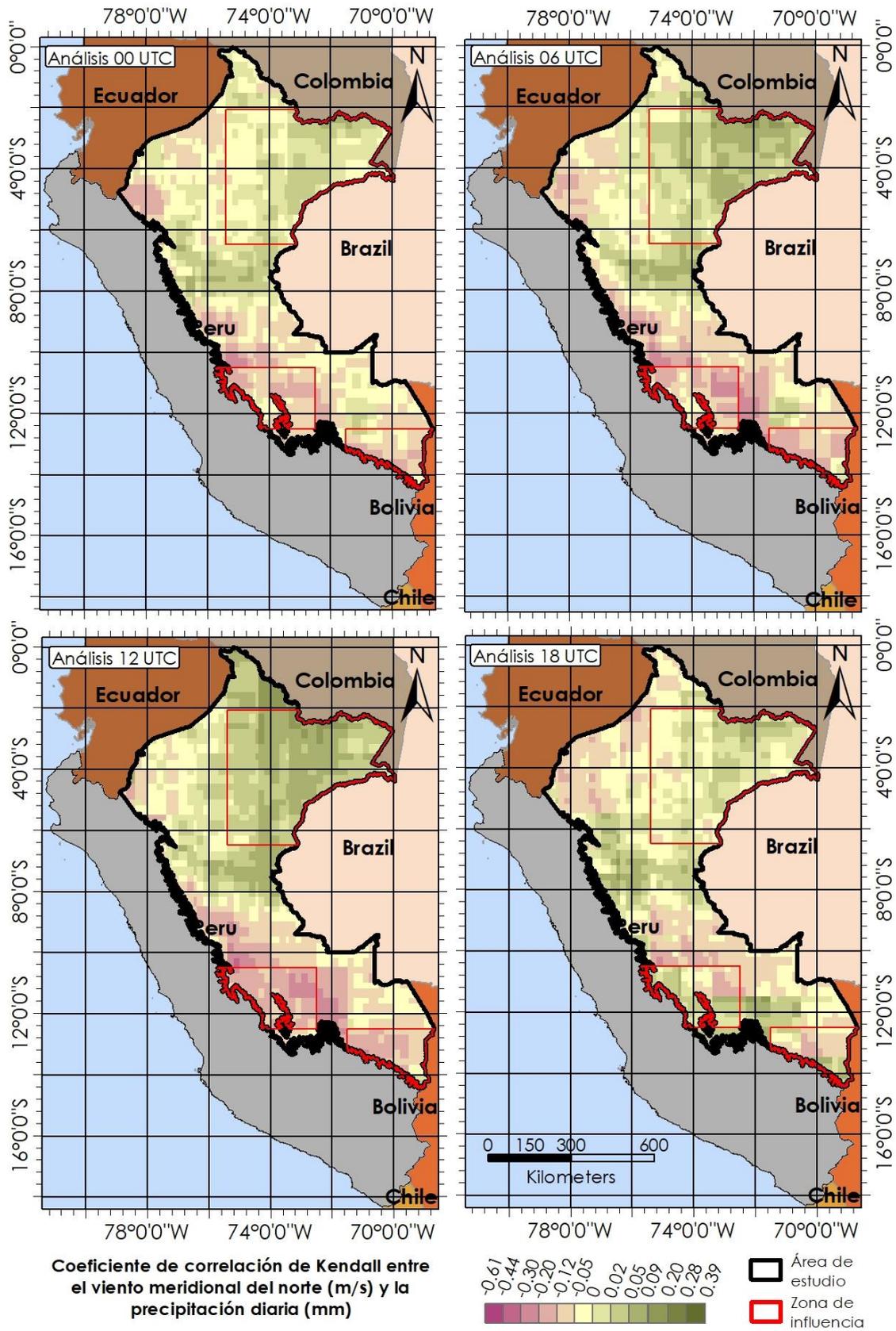


Figura 29: Correlación de viento meridional (\bar{V}_m) del norte y precipitación diaria para las 00, 06, 12 y 18 UTC.

4.3. MECANISMOS FÍSICOS DEL SALLJ PARA LA OCURRENCIA DE PRECIPITACIÓN EN LA SELVA DEL PERÚ DURANTE EL VERANO AUSTRAL EN LOS AÑOS 2005 AL 2014

Se registró un 66.7 por ciento de eventos SALLJ asociados a precipitaciones superiores a los 1.1 mm/día, siendo el evento del día 21 de febrero de 2012 con un máximo de 64 mm acumulados en 24 horas. Sin embargo, un 33.3 por ciento de los eventos SALLJ no superó el 0.8 mm/día durante el periodo de análisis.

Según el modelo conceptual adaptado de (Saulo, A. *et al.*, 2007), el flujo meridional proveniente del norte (masa de aire cálida y húmeda) al encontrarse con flujos provenientes del sur (masa de aire frío y seco) favorecidos por una zona divergente en zonas altas de la troposfera, generan el desarrollo de precipitaciones en la salida del SALLJ. No obstante, diversas condiciones sinópticas favorecen e intensifican la ocurrencia de precipitación, tal es el caso del comportamiento del Anticiclón del Atlántico Sur (ATS); quien debido al giro anti-horario en la región sur del océano Atlántico genera flujos de viento que se dirigen a la zona ecuatorial al encuentro con los vientos alisios del Norte.

La distribución espacial e intensidad del ATS durante el verano austral en el periodo 2005-2014 (Figura 30:), muestra su máxima intensificación en el núcleo (1022 hPa) para el 2012 con su centro en 30.0°S / 12.5°W, en comparación a su climatología, este se ubicó más al Nor-oeste de lo normal (Tabla 1), una de las condiciones que tuvo como consecuencias el exceso de precipitación sobre la selva peruana, como el caso de Iquitos (inundación del 2012).

Caso contrario sucedió para el 2010, donde se registró en el núcleo del ATS la intensidad más baja (1019 hPa) el cual generó fuertes impactos en el comportamiento normal de la distribución de precipitaciones sobre la cuenca amazónica, el cual estuvo relacionado con un calentamiento sobre lo normal de la temperatura del mar en el Atlántico Tropical Norte. Para los veranos intermedios se observa que en el 2007 la isobara de 1012 hPa llegó hasta 1.2°S aproximadamente, en comparación a los otros años, fue la que se extendió más.

Finalmente, se evidencia en la mayoría de casos una faja transportadora de humedad, las precipitaciones asociadas al SALLJ sobre el área de estudio muestran una baja correlación,

debido a que su desarrollo no solo depende del transporte de humedad, sino también de factores sinópticos que favorezcan su desarrollo en la salida del SALLJ para generar precipitaciones.

Por otro lado, estudios realizados por (Marengo, J. *et al.*, 2004), al igual que los resultados mostrados en esta tesis, indican que los eventos SALLJ se dan mayormente durante las 00 y 12 UTC durante el verano austral. Además, no se consideró el efecto global de la influencia del Fenómeno El Niño y La Niña. Según el índice costero El Niño (ICEN, fuente: IGP) se registró un valor de +0.99, que dentro de los rangos establecidos lo cataloga como un año cálido asociado a un evento Niño costero.

Dado los eventos SALLJ identificados bajo los criterios de Whiteman (1997) y Bonner (1968), se realizaron cortes latitudinales (0, 0, Figura 39: y 0) sobre las zonas de influencia, donde se analiza el perfil del viento meridional (m/s, sombreado con colores), el omega (Pa/s, líneas punteadas de color negro), la humedad relativa (en por ciento, línea punteada de color azul con valores superiores al 70 por ciento) y la temperatura potencial equivalente (en K, línea punteada de color magenta) en diferentes niveles isobáricos (de 1000 hPa a 100 hPa). Por otro lado, se muestra la distribución espacial de la precipitación (0c) acumulada diaria (mm/día, sombreado en colores) superior a 0.1 mm/día, identificación de eventos SALLJ (Figura 34, 38, 42 y 46: b) con altura geopotencial a 200 hPa (mgs, línea sólida de color azul) y el flujo de humedad específica (Figura 34, 38, 42 y 46: a) en kg/kg (línea sólida de color azul) a 850 hPa.

De los 39 casos analizados (imágenes no se muestran), se consideraron 4 eventos SALLJ representativos, registrados el 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC (Figura 34:), 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC (Figura 38:), 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC (Figura 42:) y 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC (Figura 46:). Los cuales evidencian una variación en la altura de la capa isobárica a 200 hPa, produciendo un descenso a 12 410 mgs sobre zonas de mayor intensidad del viento meridional y 12 450 mgs sobre zonas de salida del SALLJ, generando fuertes cizalladuras verticales y un mayor flujo en el transporte de humedad específica con valores de 0.012 kg/kg en la entrada del SALLJ y 0.014 kg/kg en la salida del SALLJ; acumulando masas de aire húmedo sobre las zonas de confluencia de viento por velocidad (zona de salida del SALLJ). Según las estimaciones de la precipitación acumulada en 24 horas, estas se registran con valores superiores a los 10

mm/día y máximos de hasta 270 mm/día sobre las zonas de salida de los eventos SALLJ, lo cual evidencia el importante papel que juega como una faja transportadora en la distribución de humedad.

El comportamiento vertical de la atmosfera visto desde un corte latitudinal a 2.9°S (Figura 31, 35, 39 y 43), 11° S (Figura 32, 36, 40 y 44) y 12.9° S (Figura 33, 37, 41 y 45) muestra zonas de saturación que oscilan entre el 70 y 90 por ciento de humedad relativa al lado oriental de la cordillera de los Andes que se requiere para la formación de nubosidad (Quispe, N. *et al.*, 2003). A parte de ello, la inestabilidad en la columna atmosférica se observa con los valores negativos de omega que oscila entre 0.1 a 3 Pa/s, siendo el 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC donde se evidencia una fuerte convección profunda sobre los 11°S. Dadas las condiciones necesarias para el desarrollo de un sistema convectivo sobre Perú, a pesar de las condiciones de inestabilidad en niveles medios, zonas de divergencia en altura y zonas de convergencia en niveles bajos, se requiere de un factor importante para el desarrollo de un sistema convectivo, conocido como gatillador; este mayormente es representado por la humedad en el entorno.

Los perfiles verticales de temperatura potencial equivalente presentan un aumento con la altura al lado Este del SALLJ, siendo un indicador de una inestabilidad que permite el ascenso de masas de aire hacia niveles medios y altos de la atmosfera. Por otro lado, la zona de máxima velocidad del viento meridional supera los valores promedios registrados durante los veranos australes del 2005 al 2014. Así mismo, se observa una disminución de la temperatura potencial equivalente con la altura sobre las zonas de máxima velocidad, inhibiendo el ascenso de masas de aire. Este mecanismo físico asociado al ascenso y descenso de masas de aire, viene influenciado durante el día y los meses del año debido al intercambio energético, mostrando comportamientos similares durante el periodo de estudio, además la interacción con la topografía del lugar promueve un flujo canalizado que favorece a los eventos SALLJ que cumplen un papel importante en la distribución de la humedad.

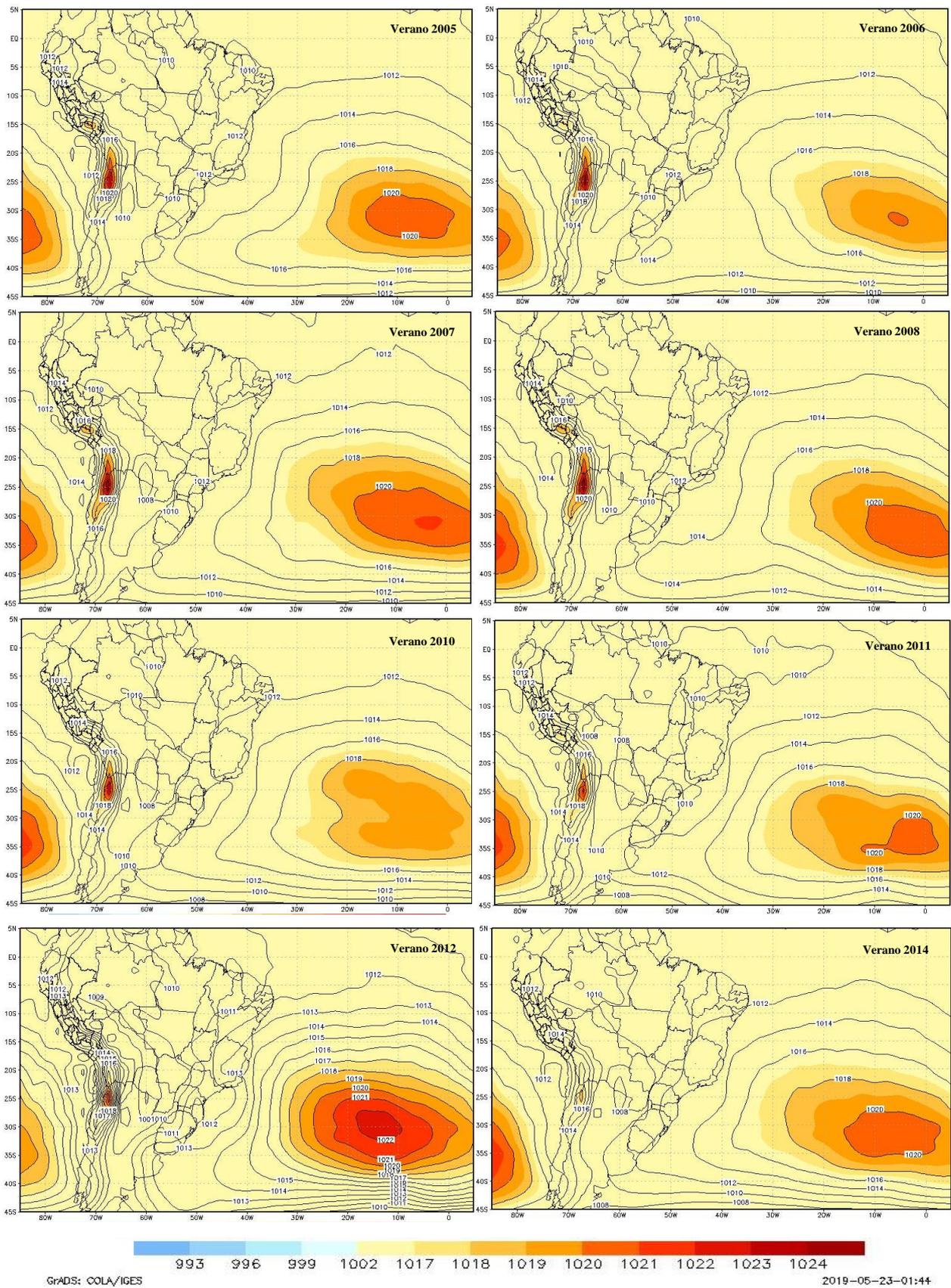


Figura 30: Promedio de Presión a nivel medio del mar (hPa) durante el verano austral

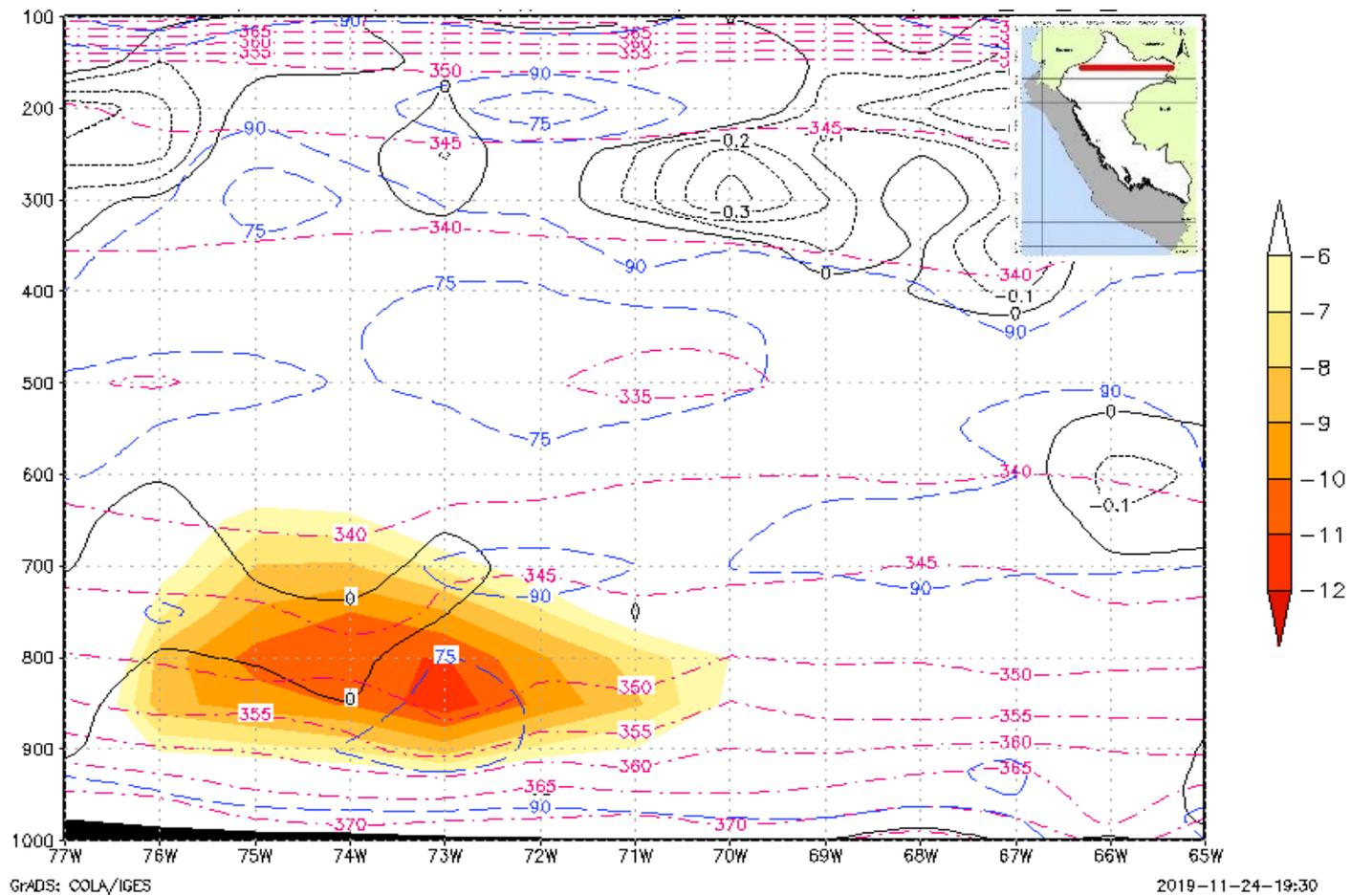


Figura 31: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente(Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.

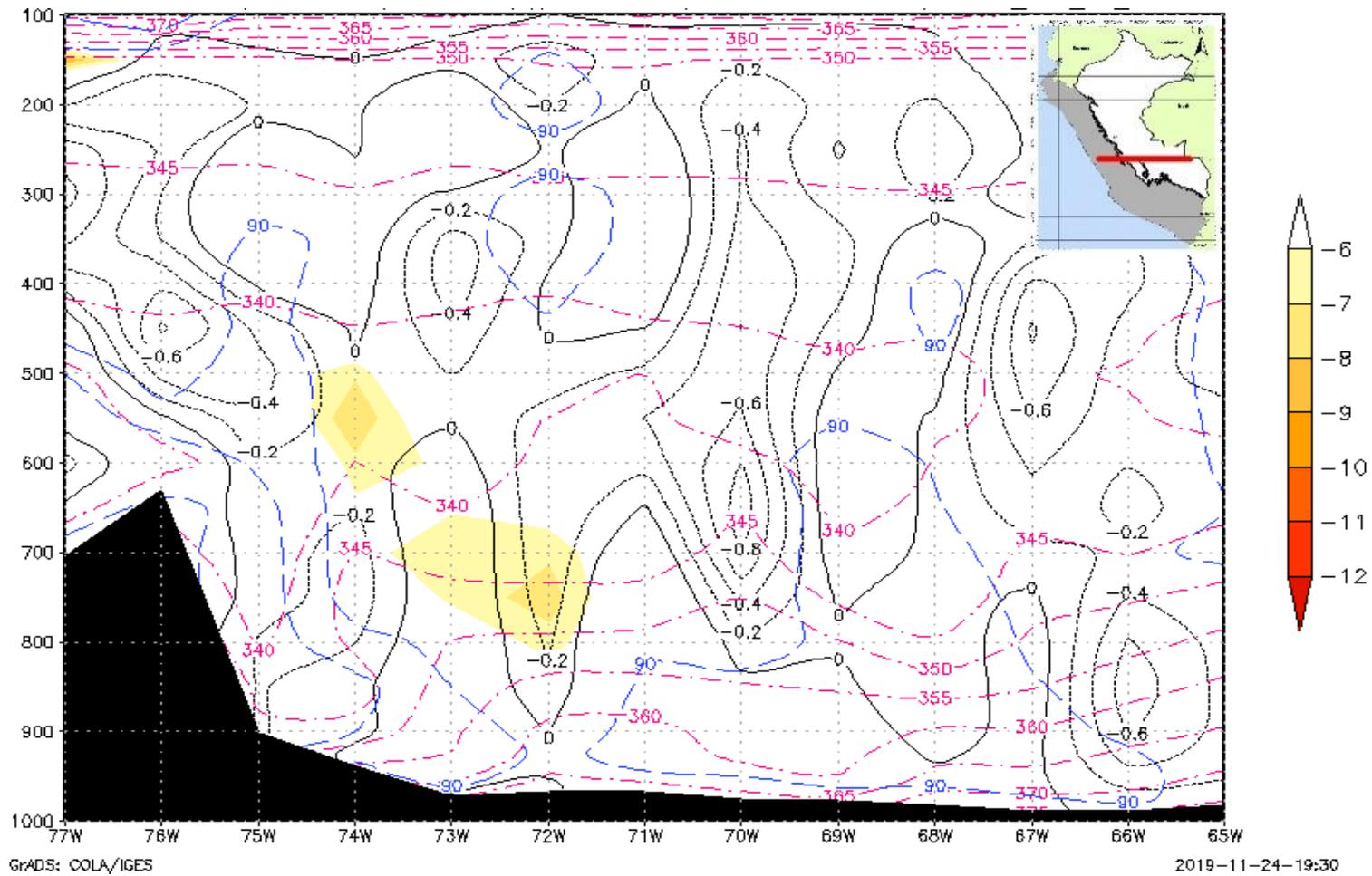


Figura 32: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.

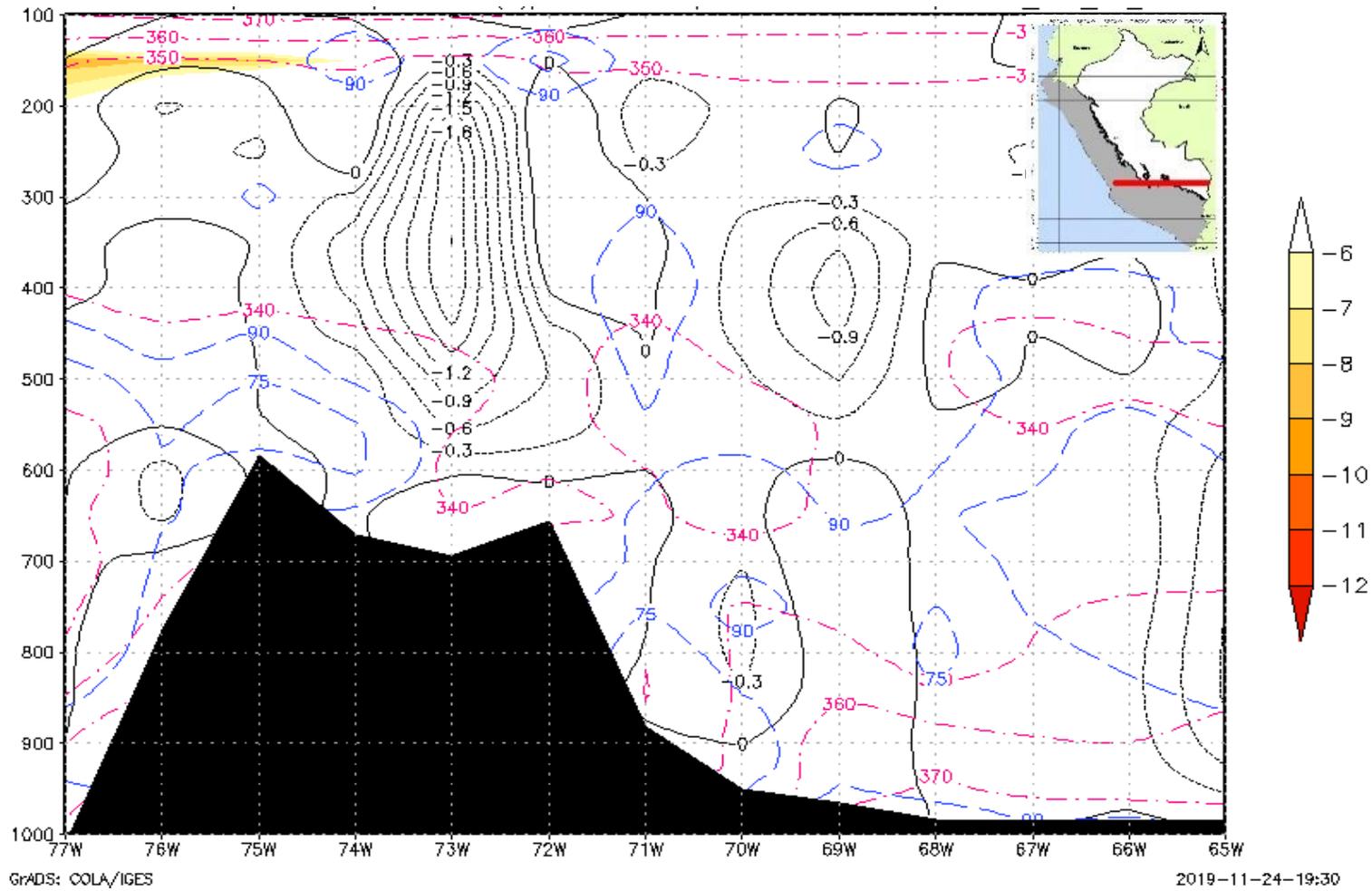


Figura 33: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.

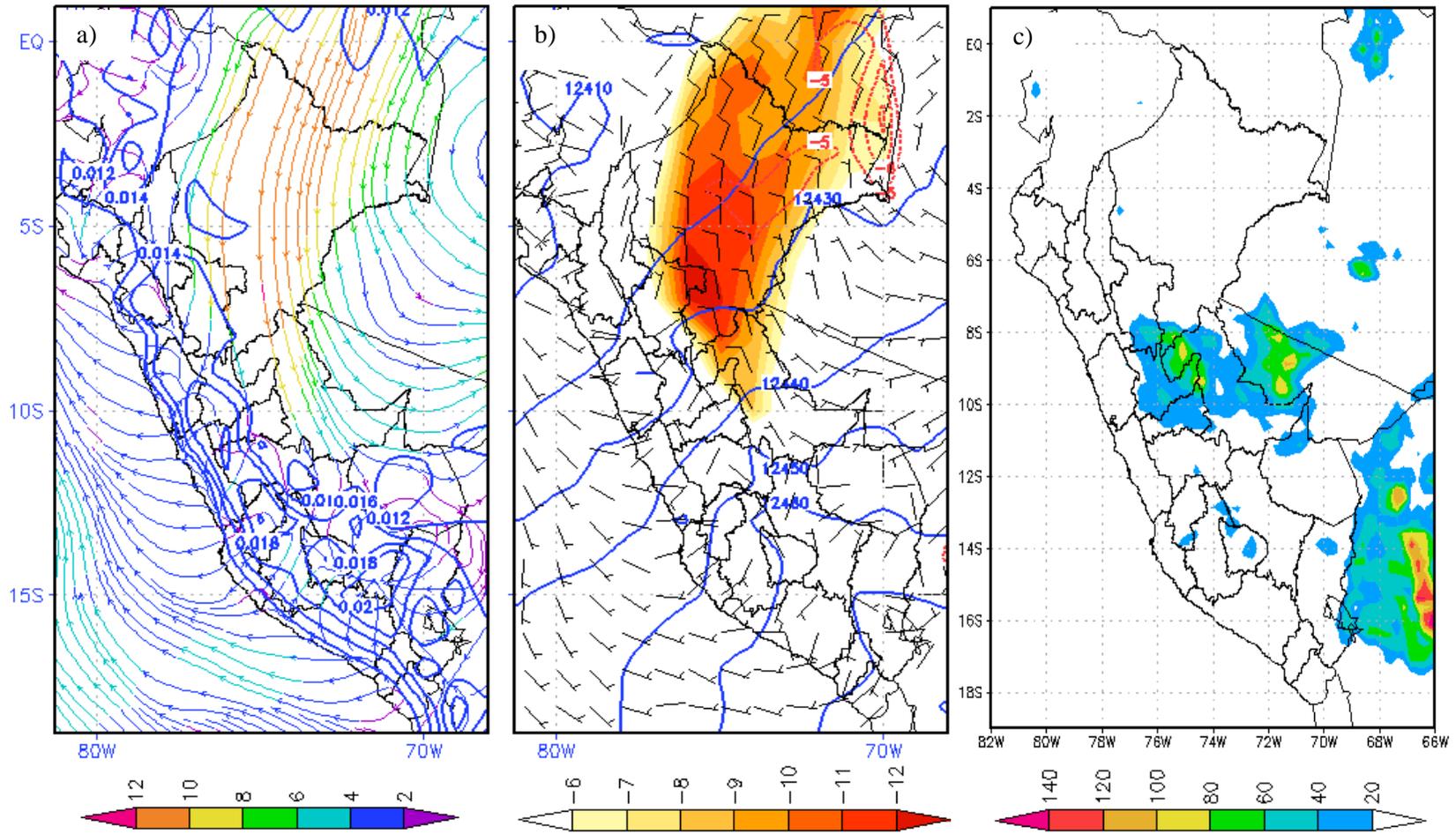


Figura 34: a) Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (mgs, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 18 de febrero de 2011 a las 12 UTC.

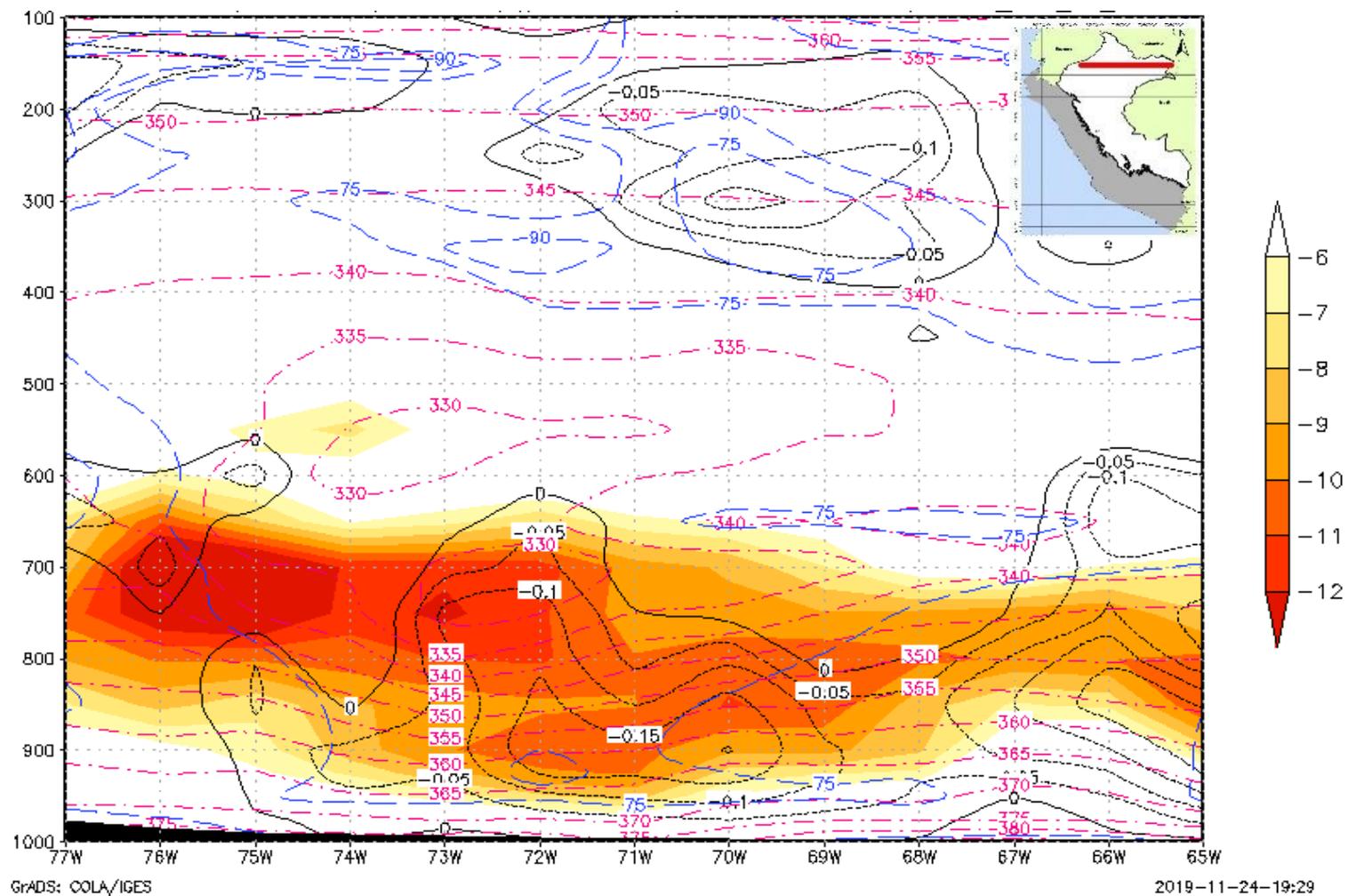


Figura 35: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.

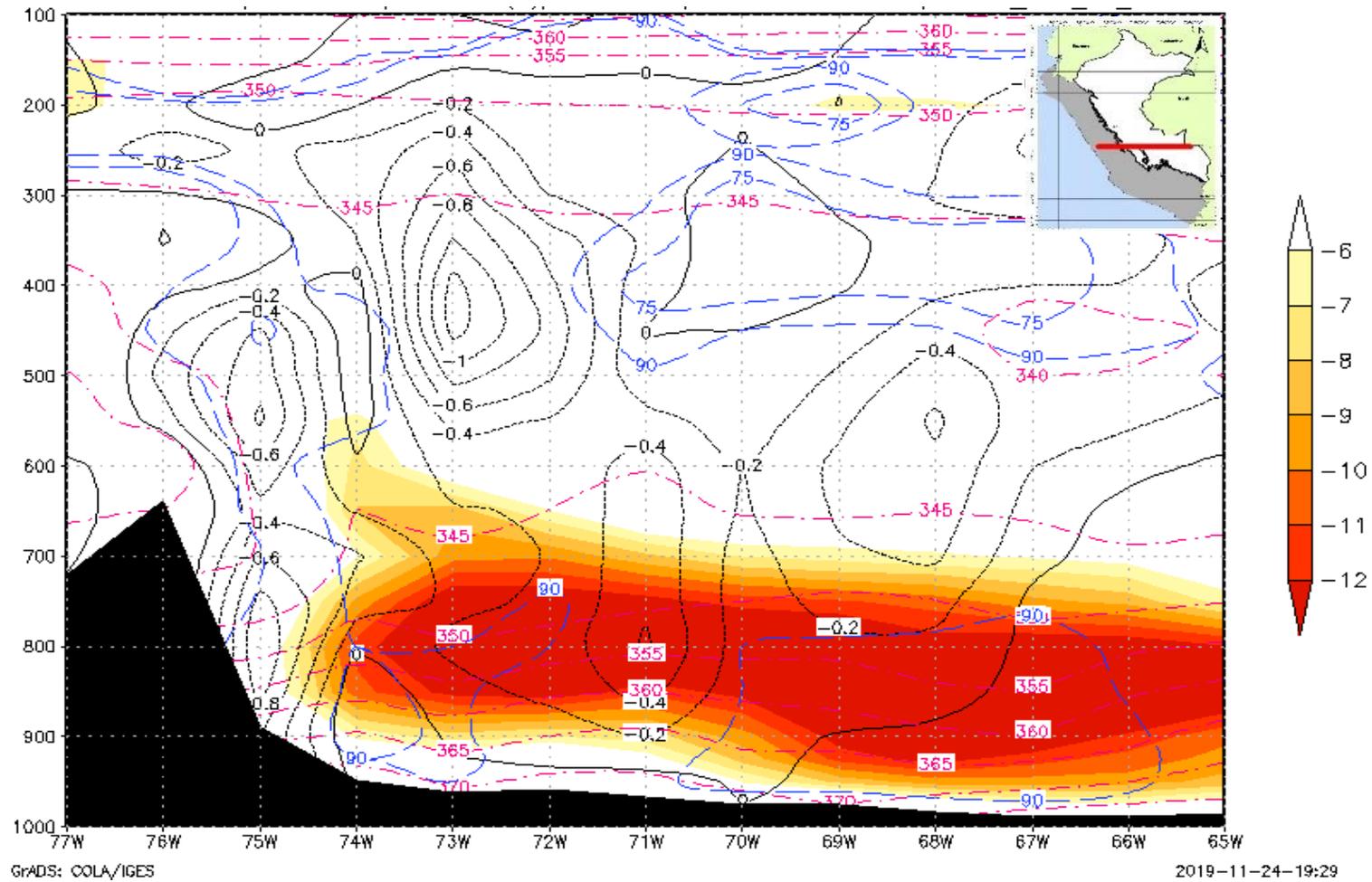


Figura 36: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.

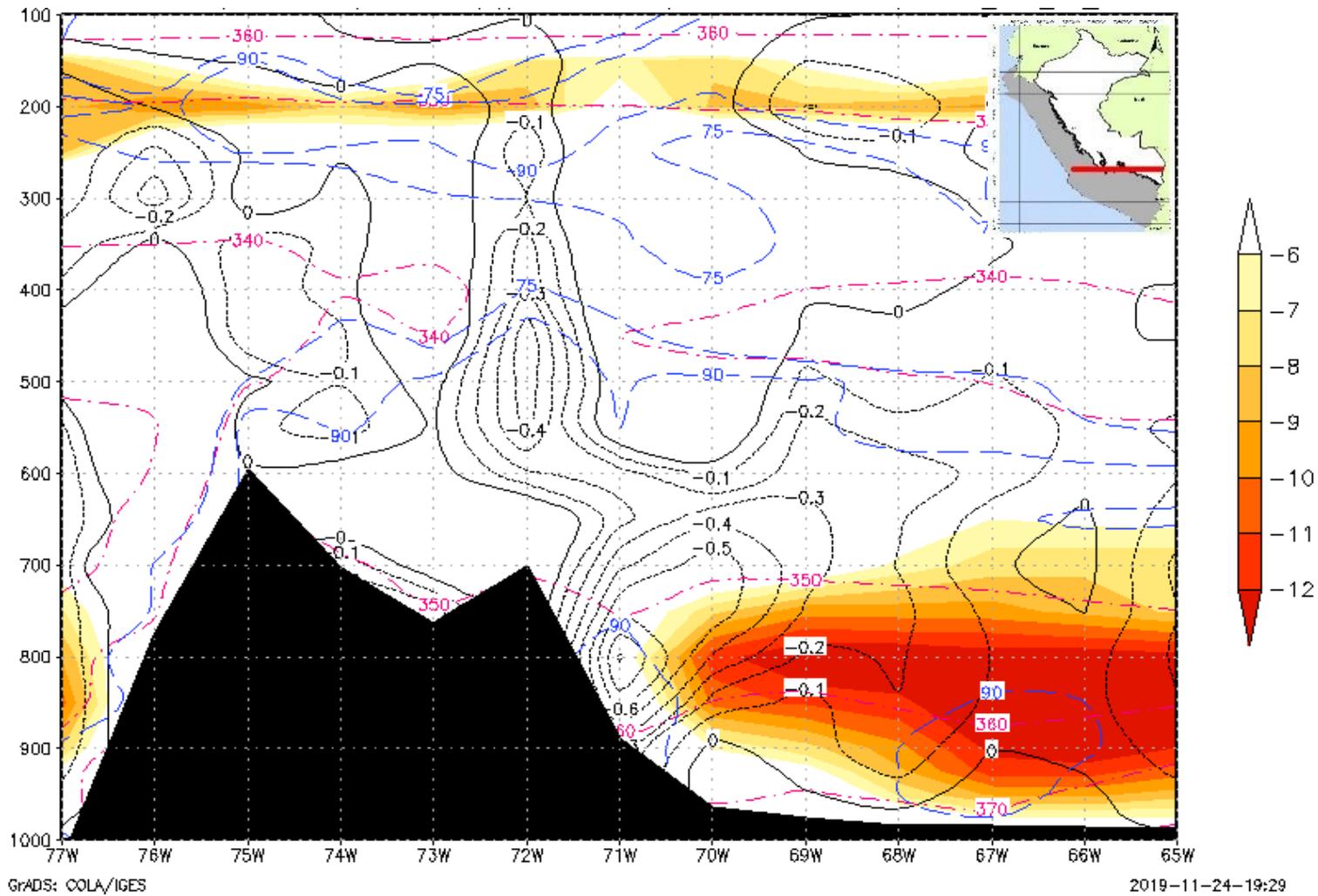


Figura 37: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.

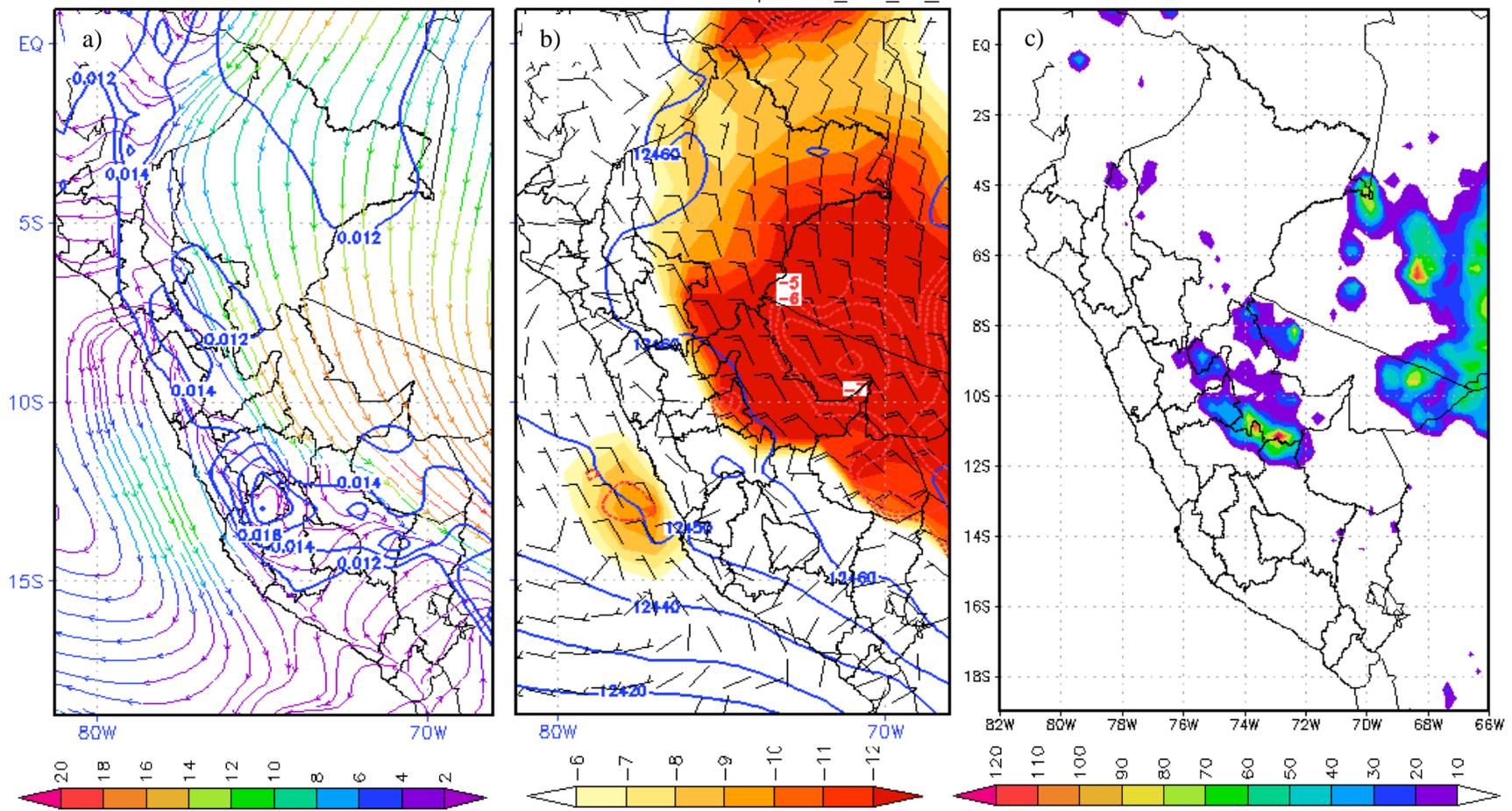


Figura 38: Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (m/gp, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 06 de diciembre de 2009 a las 12 UTC.

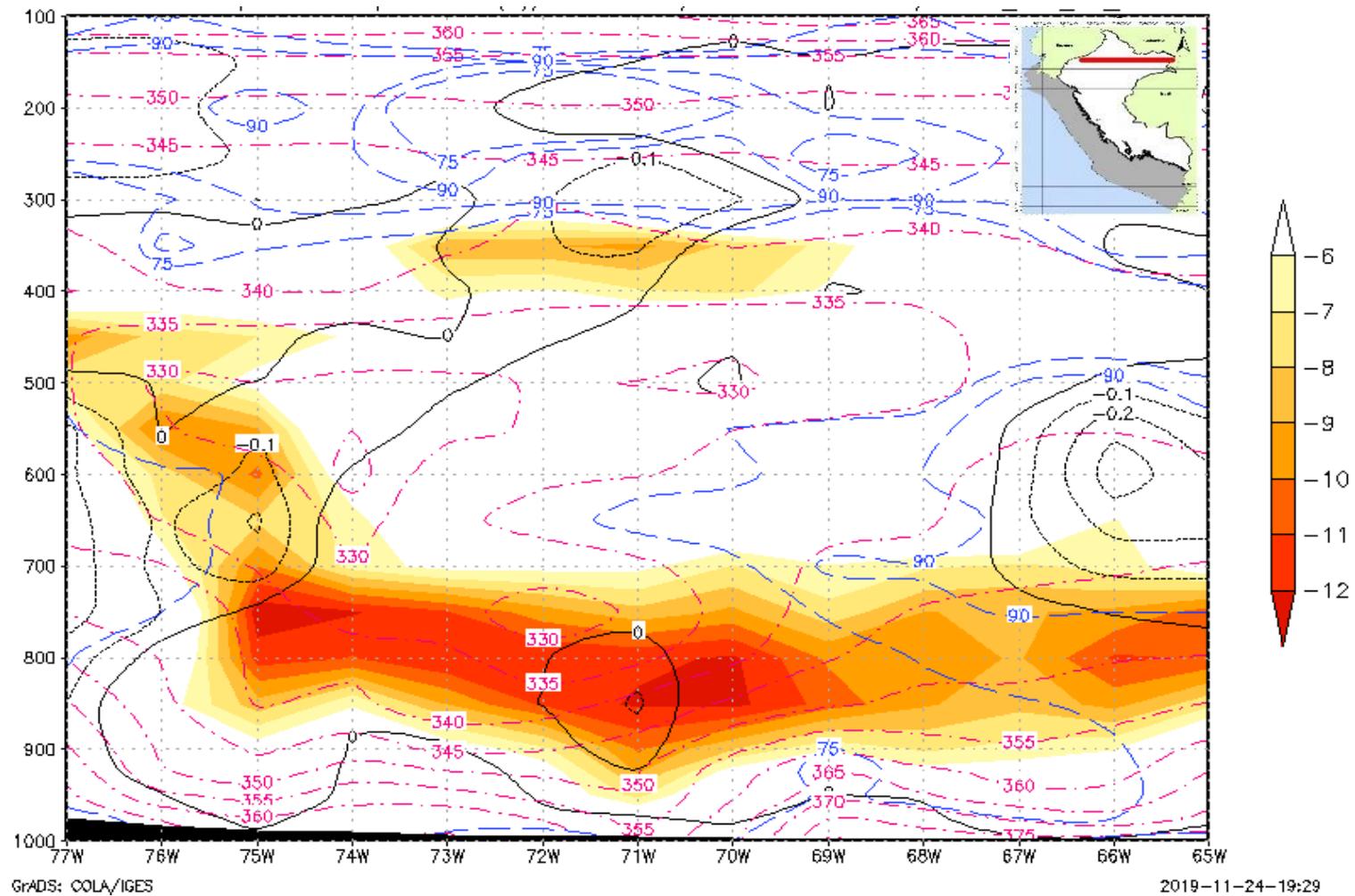


Figura 39: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.

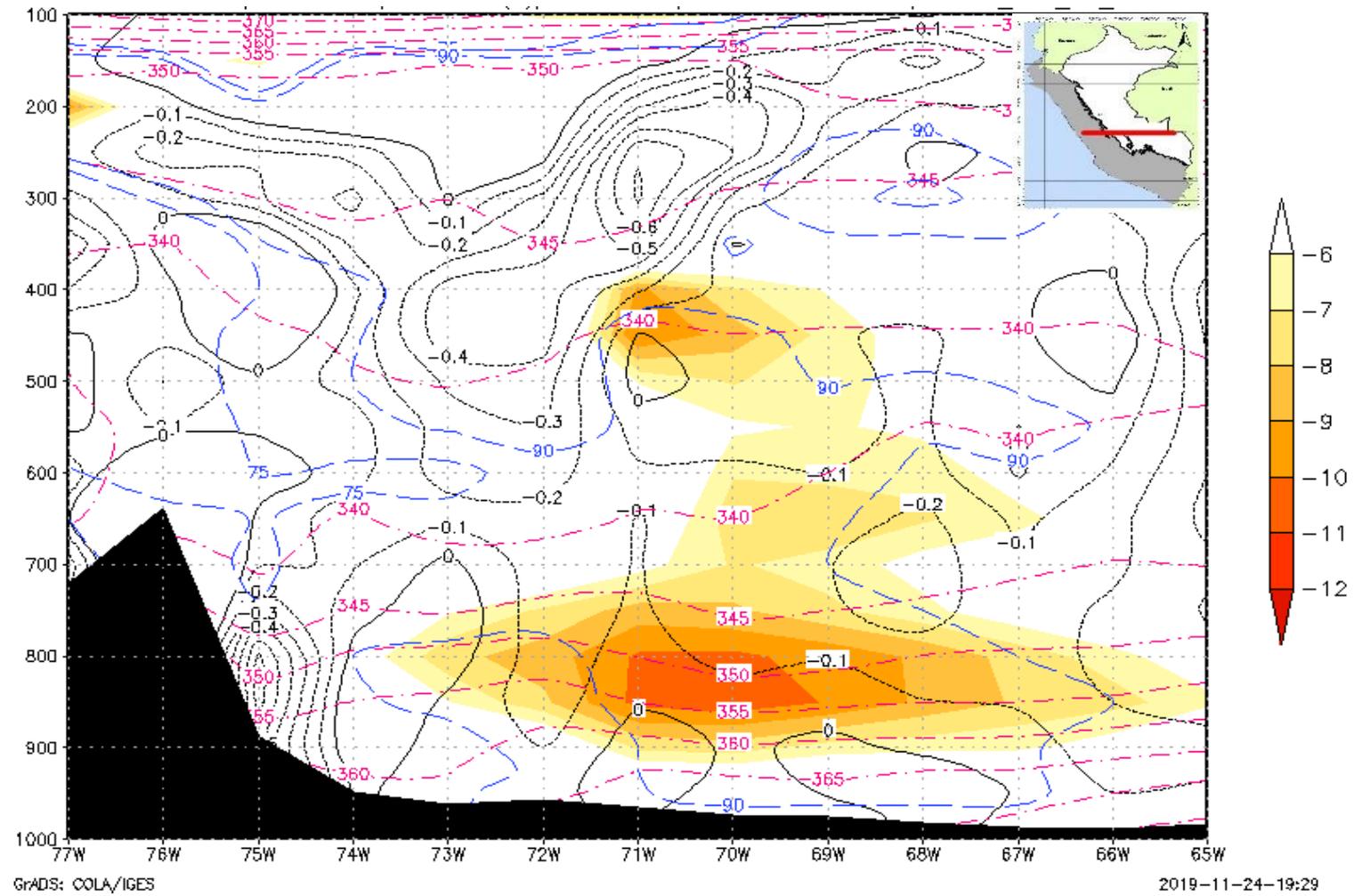


Figura 40: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.

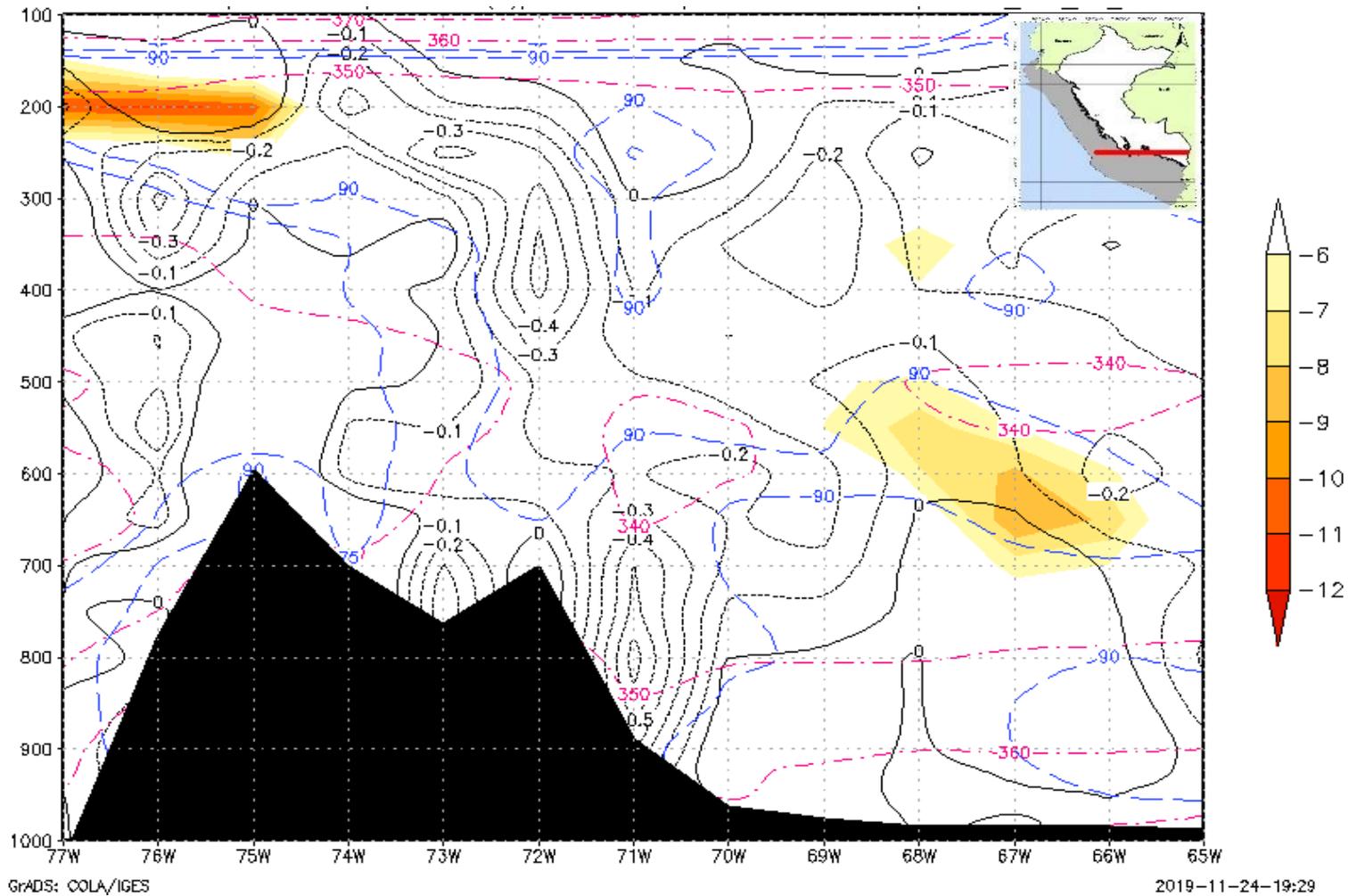


Figura 41: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.

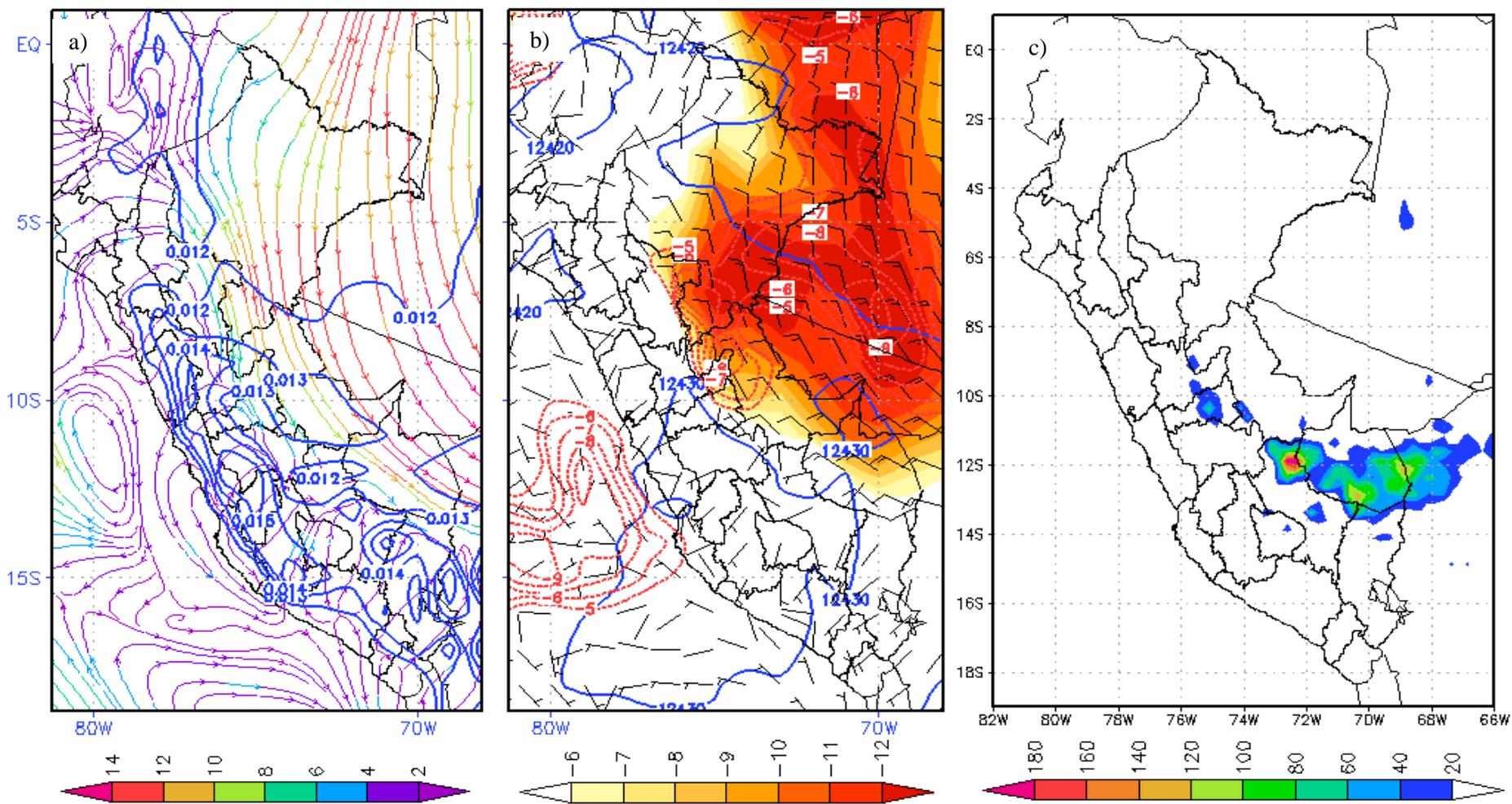


Figura 42: Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (mgs, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 01 de febrero de 2008 a las 06 UTC.

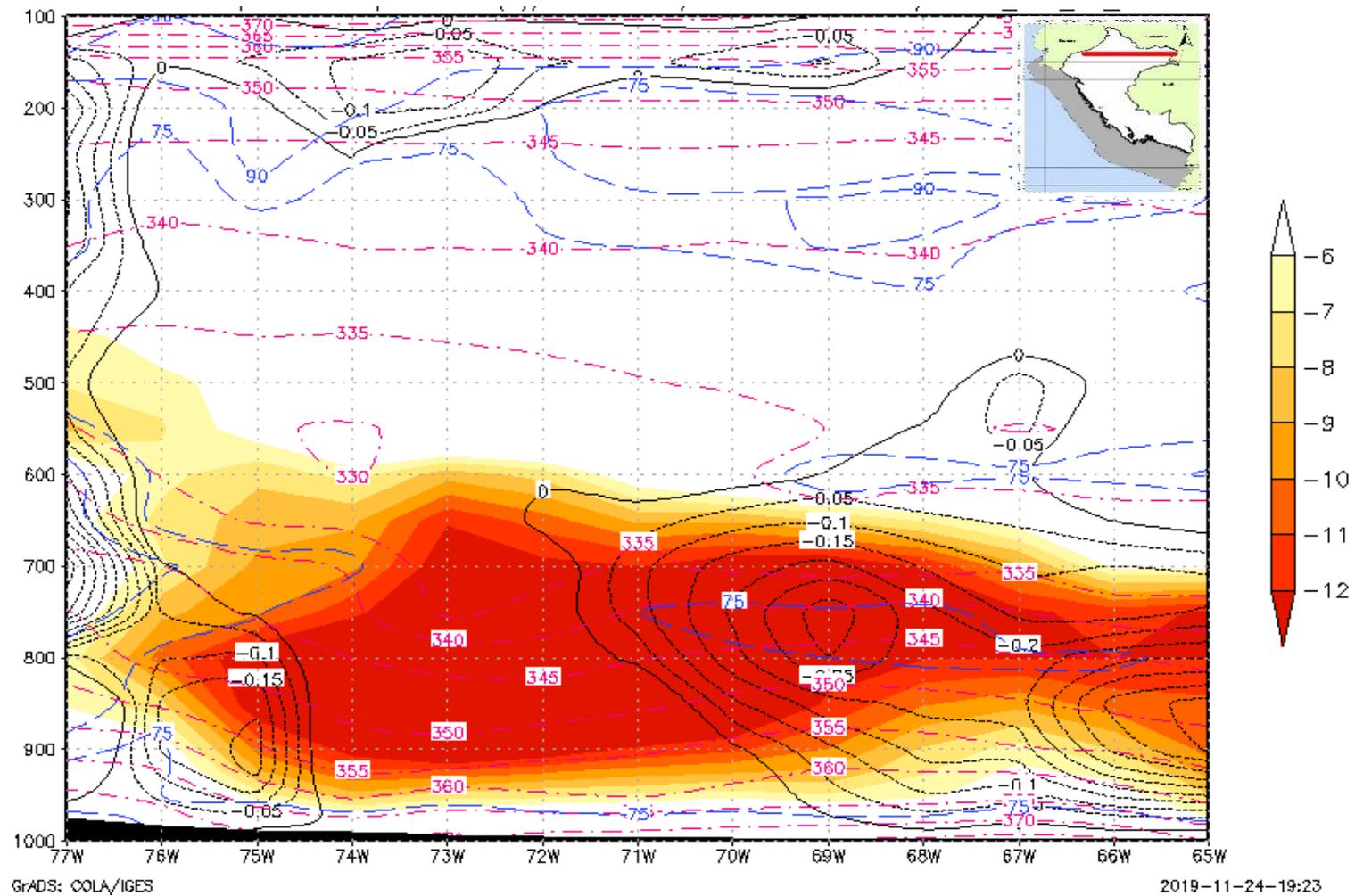


Figura 43: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -2.9° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.

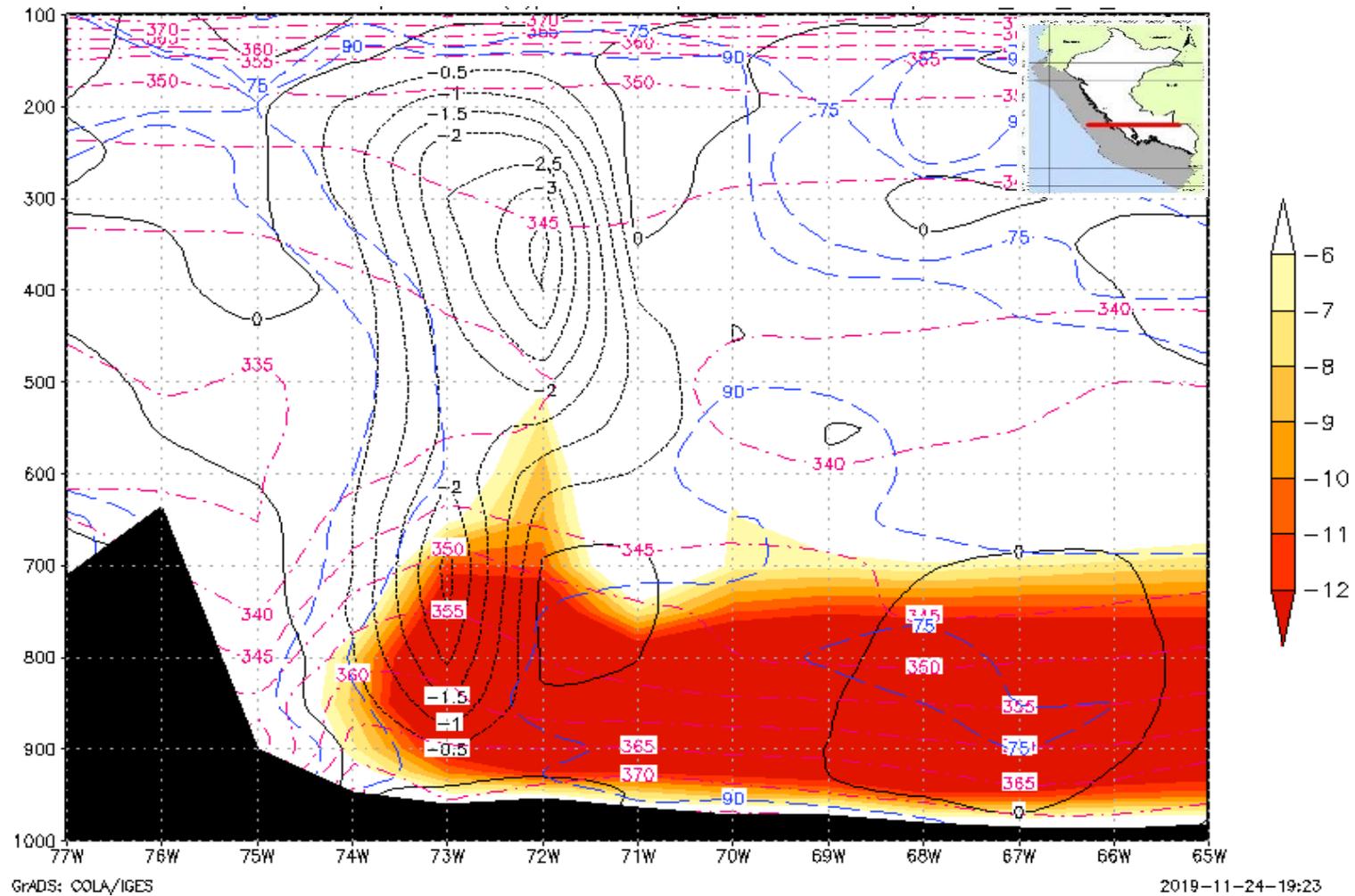


Figura 44: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -11° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.

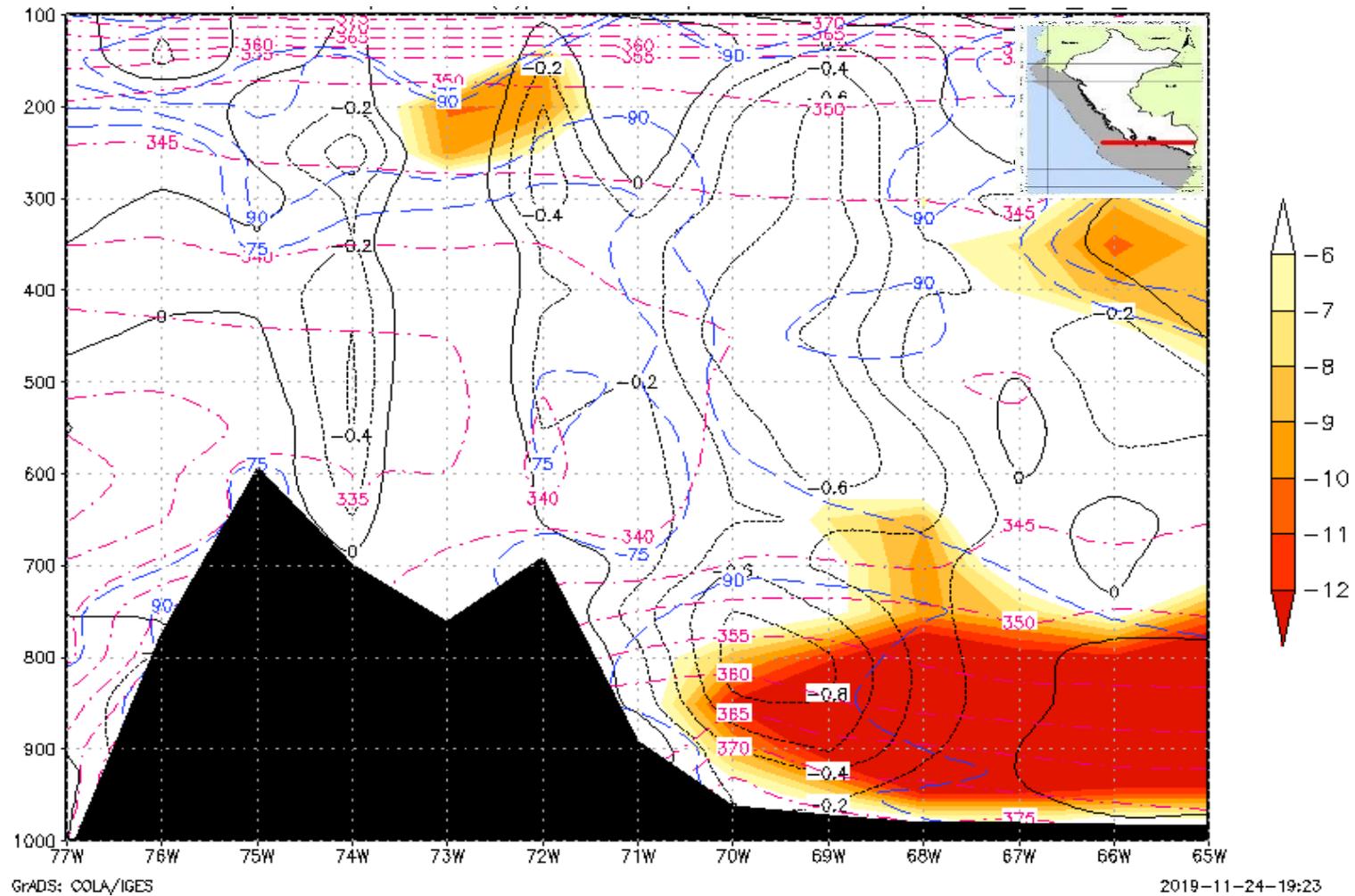


Figura 45: Perfil de viento meridional (m/s, shaded), Omega (Pa/s, color negro), Humedad relativa (% , color azul) y Temp. Potencial equivalente (Kelvin, color cian) / Lat: -12.9° / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.

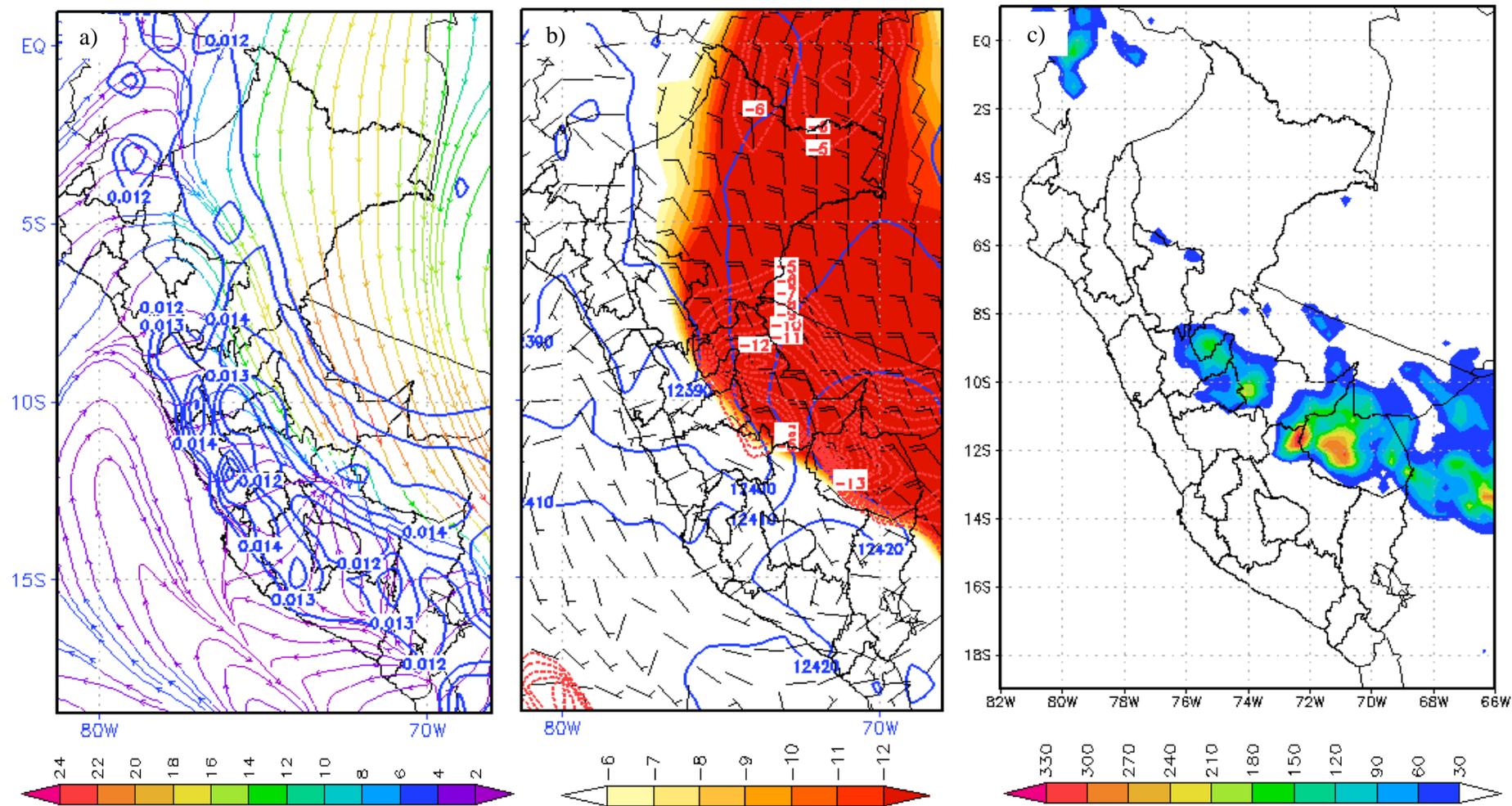


Figura 46: a) Flujo de Humedad específica (kg/kg, color azul) a 850 hPa, b) Altura geopotencial a 200 hPa (m, color azul) y eventos SALLJ, c) Precipitación diaria acumulada (mm/día, 00 UTC) / 16 de febrero de 2007 a las 12 UTC.

V. CONCLUSIONES

Las conclusiones abordadas según los objetivos planteados son:

Objetivo específico 1: Del comportamiento espacio-temporal de la Corriente en Chorro de bajos niveles sobre la selva del Perú.

Se evidenció un flujo meridional del norte en niveles bajos durante el verano austral, siendo febrero el mes que registró mayor número de casos SALLJ al igual que los registrados a las 00 y 12 UTC. Así mismo, el criterio “0” definido por Whiteman (1997) Identifico un mayor número de eventos SALLJ en comparación con los identificados utilizando el criterio de Bonner (1968). Así mismo, la zona de influencia con mayor frecuencia se ubica al lado Nor-Este del territorio peruano, representado por la zona de influencia 1. Sin embargo, los eventos SALLJ identificados no evidencian una alta correlación cuando se asocia a la precipitación debido a la cantidad de casos identificados.

Objetivo específico 2: De la precipitación diaria acumulada con los eventos SALLJ sobre la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.

Dada una baja correlación estadística de los eventos SALLJ, estas no son las causantes principales para el desarrollo de las precipitaciones acumuladas en 24 horas, ya que el número de casos SALLJ identificados en comparación a los datos de precipitación diaria son muy pocos, por ende, el grado de relación es menor y evidencia que el desarrollo convectivo sobre territorio peruano comprende diversos factores y no solo un flujo de viento en niveles bajos.

Objetivo específico 3: De los mecanismos físicos de eventos SALLJ para la ocurrencia de precipitación en la selva del Perú en el verano austral entre los años 2005 al 2014.

Dado los casos específicos en los que se analizó las condiciones sinópticas, se muestra una mayor concentración de humedad en la salida del SALLJ y una convección profunda con altos valores de humedad relativa en el perfil vertical en las salidas del SALLJ, un descenso de la altura geopotencial del nivel isobárico de 200 hPa (nivel alto de la troposfera) en parte central y media del SALLJ, intensifica el flujo meridional hacia el sur en la época del verano austral.

VI. RECOMENDACIONES

Los resultados de esta investigación proponen mostrar la relación de los eventos SALLJ con datos del GFS y la precipitación utilizando datos del TRMM. Se considera una resolución espacial de 2.5° y se analiza datos diarios, para ello se presentan algunas recomendaciones:

- Realizar un análisis más profundo con datos in-situ de radiosonda y modelos atmosféricos con mayor resolución espacial, tal como fueron desarrollados por (Marengo, J. *et al.*, 2004)
- Realizar un análisis de eventos SALLJ y su relación con eventos globales como El Niño y La Niña, considerando los patrones sinópticos que se asocien.
- Para la identificación de eventos SALLJ se sugiere tomar criterios como los de Whiteman, ya que en zonas tropicales se presenta una atmósfera más dinámica (gobernada por flujo de vientos) que térmica como es el caso de latitudes medias (gobernada por el contraste térmico).
- Probar otro ajuste de distribución para datos de valores extremos como son el viento y la precipitación. Los resultados obtenidos en esta tesis, muestran un buen ajuste a su distribución y se podría tomar como una iniciativa para la generación de probabilidades de ocurrencia de eventos SALLJ.
- Considerar la resolución espacial y corroborar la información de los píxeles al momento de utilizar los parámetros de weibull estimados en esta tesis.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Bonner, W. (1968). *Climatology of the low-level jet*. Los Angeles, California. Monthly Weather Review. 96, 833-849. Disponible en: <http://webcache.googleusercontent.com/search?q=cache:g3V1NFueRYwJ:citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download%3Fdoi%3D10.1.1.395.3321%26rep%3Drep%26type%3Dpdf+&cd=1&hl=en&ct=clnk&gl=pe>
- Burgoa, A. (2007). Circulación atmosférica sobre territorio boliviano durante la fase activa y pasiva del Monzón Sudamericano. Bolivia, La Paz. *Revista Boliviana de Física*. Volumen 13. Disponible en: http://www.scielo.org.bo/scielo.php?pid=S1562-38232007000000007&script=sci_arttext.
- Celik, Ali. (2003). Weibull representative compressed wind speed data for energy and performance calculations of wind energy systems. *Energy Conversion and Management - ENERG CONV MANAGE*. 44. 3057-3072. 10.1016/S0196-8904(03)00075-X.
- Espinoza, J. Ronchail, J. Lavado, W. Santini, W. Vauchel, P. Pombosa, R. Villacis, M. Carranza, J. Junquas, C. Drapeau, G. Guyot, J. (2011). Las recientes sequías en la cuenca amazónica peruana: Orígenes climáticos e impactos hidrológicos. *Revista Peruana Geo-Atmosférica*. 3. 63-72.
Disponible en: http://www.senamhi.gob.pe/rpga/pdf/2011_vol03/art5.pdf.
- Horel, J. Hahmann, A. Geisler, J. (1989). An investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas. *Journal of Climate*, 2(11), 1388–1403. Doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1388:AIOTAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1388:AIOTAC>2.0.CO;2)
- Huffman, G. Adler, R. Bolvin, D. Nelkin, E. (2009). The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA). *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*. Springer, Dordrecht. 3-22. doi : https://doi.org/10.1007/978-90-481-2915-7_1

- Kanji, G. Arif, O. (2001). Median rankit control charts for Weibull distribution. *Total Quality Management* ,5(12), 629–642. Doi: <https://doi.org/10.1080/09544120120060114>
- Kousky, V. Kagano, M. (1981). A climatological study of the trspospheric circulation over the Amazon region. *Acta Amazonica*, 11(4), 743–758
- Kreuels, R. Fraedrich, K. Ruprecht, E. (1975): An aerological climatology of South America. *Meteor. Rundsch*, 28, 17–24
- Mächel, H. Kapala, A. Flohn, H. (1998). Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *Int. J. Climatol*, 18(1), 1–22. doi: [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199801\)18:1<1::AID-JOC225>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199801)18:1<1::AID-JOC225>3.0.CO;2-A) .
- Maddox, R. A. (1980). Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61(11), 1374-1387.
- Marengo, J. Nicolini, M. Douglas, M. Silva, P. (2001). Identificación de casos de jets en niveles bajos, del norte (SALLJ) y del sur (SJ) al este de los Andes durante el verano y otono 1999. *Climate Dynamics*, 21. 459- 475. Disponible en: http://mtc-m15.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/08.10.15.13/doc/Marengo_Identificacion%20de%20casos.pdf .
- Marengo, J. Soares, W. Saulo, A. Nicolini, M. (2004): Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, 17, 2261–2280, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2) .
- Nishizawa, T. Tanaka, M. (1983). The annual change in the tropospheric circulation and the rainfall in South America. *Meteorol. Atmos. Phys*, 33, 107–116, doi:10.1007/BF02273994.
- Obregón, G. Diaz, A. Rosas, G. Acuña, D. Avalos, G. Oria, C. Llacza, A. (2009). Escenarios Climáticos en el Perú: Resumen Técnico Segunda Comunicación Nacional

de Cambio Climático para el año 2030. Lima, Perú. *Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú* N° 16105.

Quispe, N. Avalos, G. García, J. (2003). Complejo Convectivo a Mesoescala caso: Perú 14 de noviembre del 2003. Lima, Perú. *Boletín meteorológico*. Disponible en: www.senamhi.gob.pe/main_down.php?ub=est&id=meteo_14nov2003 .

Quispe, N. Cubas, F. Avalos, G. (2010). Circulación atmosférica de verano e invierno sobre Sudamérica. Perú. *Proyecto de adaptación al retroceso acelerado de los glaciares en los Andes tropicales –PRAA*.

Reboita, M. Ambrizzi, T. Silva, B. Pinheiro, R. da Rocha, R. (2019). The South Atlantic Subtropical Anticyclone: Present and Future Climate. *Front. Earth Sci.* 7,8. doi: 10.3389/feart.2019.00008.

Retallack, B. (1974). Compendio de meteorología: Para el uso del personal meteorológico de clase I y de clase II. Ginebra, Suiza. *Organización Meteorológica Mundial* (364) 1,126.

Richter, I. Mechoso, C. Robertson, A. (2008). What determines the position and intensity of the South Atlantic anticyclone in austral winter?-An AGCM study. *Journal of Climate*. 2(21) 214–229. doi: <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1802.1>

Salio, P. Nicolini, M. Saulo A. (2002). Chaco low level jet characterization during the austral summer season by ERA reanalysis. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 107, 4816. doi:10.1029/2001JD001315.

Saulo, A. Nicolini, M. Chou, C. (2000): Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Climate Dynamics*, 16, 867–881. doi: 10.1007/s003820000085.

Saulo, A. Ruiz, J. Skabar, Y. (2007). Synergism between the Low-Level Jet and Organized Convection at Its Exit Region. *Monthly Weather Review*, 135(4), 1310-1326. doi: 10.1175/MWR3317.1.

- Siegel, S. Castellan, J. (1995). Estadística No Paramétrica: Aplicadas a las Ciencias de la Conducta. Cuarta edición. México. *Editorial Trillas*, 282-288.
- Silva, B. Alves, J. Cavalcanti, E. Dantas, R. (2003). Potencial eólico na direção predominante do vento no Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia. Brasil*, 19(2) 189–202.
- Sousa, A. Jacondino, C. Paulino, E. (2006). Estudo observacional de jatos de baixos níveis ocorridos no litoral norte e nordeste do estado do Pará durante os períodos chuvoso (2002) e seco (2003). *Revista Brasileira de Meteorologia. Brasil*, 21(2): 170-179.
- Torrealba, E. Amador, J. (2010). La corriente en chorro de bajo nivel sobre los Llanos Venezolanos de Sur América. *Revista de climatología. Costa Rica, San Jose. Centro de Investigaciones Geofísicas y Escuela de Física*, 10.
- Touré, S. (2005). Investigations on the Eigen-coordinates method for the 2-parameter weibull distribution of wind speed. *Renewable Energy*, 30(4), 511–521. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2004.07.007>
- Uccellini, L. Johnson, D. (1979). The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. *Monthly Weather Review*, 6(107), 682-703 . doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<0682:TCOUAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<0682:TCOUAL>2.0.CO;2)
- Vera, C. Baez, J. Douglas, M. Emmanuel, C. Marengo, J. Meitin, J. Nicolini, M. Nogue-Paegle, J. Paegle, J. Penalba, O. Salio, P. Saulo, A. a. Silva, M. Silva, P. Zipser, E. 2006. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1), 63{77. doi: 0.1175/BAMS-87-1-63.
- Vernekar, D. Kirtman, B. Fennessy, M. (2003). Low-Level Jets and Their Effects on the South American Summer Climate as Simulated by the NCEP Eta Model. *Journal of Climate*, 16(2), 297-311. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016.

- Virji, H., 1981: A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. *Monthly Weather Review*, 3(109), 599–610. Doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0599:APSOST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0599:APSOST>2.0.CO;2)
- Weibull, W. (1951). Statistical Distribution Function of Wide Applicability. *Journal of Applied Mechanics, Transactions of the American Society Of Mechanical Engineers*, 293-297.
- Whitheman, C. Xindi, B. Zhong, S. (1997) .Low level jet climatology from enhanced rawinsonde observations atmosfera a site in the southern great plains. *Journal of Applied Meteorology* , 36(10), 1363-1376.doi: 10.1175/1520-0450(1997)036
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. London: *Elsevier's Science & Technology*. Second edition. 55.
- Wu, Y. Raman, S. (1997). Effect of Land-Use Pattern on the Development of Low-Level Jets. Boston. *American Meteorological Society*, 36(5), 573-590. Disponible en: <http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0450%281997%29036%3C0573%3AEOLUPO%3E2.0.CO%3B2>
- Yupanqui, T. Cabrera, J. Rau, P. (2015). Evaluation of TRMM precipitation data for estimation of daily stream flows. *36th IAHR World Congress 1998(1)*: 1-13.
- Verde, C. Qing, X. (2018). Statistical analysis of wind energy characteristics in Santiago Island. *Renew. Energy*, 115, 448-461. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.renene.2017.08.077>

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Código para cálculo de cizalladura vertical y extracción a formato .tif

```
i=1
**para años bisiesto poner i <=364**
**para año normal poner i <=360**
while (i <=364)
'set t 'i'
'set display color white'
'c'
'q time'
linha = sublin(result,1)
tempo = subwrd(linha,3)
res=subwrd(result,3)
hora=substr(res,1,2)
dia=substr(res,4,2)
mes=substr(res,6,3)
ano=substr(res,9,4)
fec="ano_'mes_'dia_'hora"
'set display color white'
'c'
'set lat -18.75 0.95'
'set lon -81.25 -68.05'
'v850 = v(lev=850)'
'v700 = v(lev=700)'
'define vm = v850-v700'
'set geotiff 'fec'_cizalladura'
'set gxout geotiff'
'd vm'
'c'
i=i+1
endwhile
return
```

Anexo 2: Test estadístico no paramétrico Anderson Darling

Resulta de una modificación de la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov Smimov, el estadístico de prueba “ A^2 ” se muestra a continuación

$$A^2 = -n - s$$

$$s = \sum_{k=1}^n \frac{2 * k - 1}{n} * [LnF_{(Y_k)} + Ln(1 - F_{(Y_{n+1-k})})]$$

Donde el número total de muestras es “ n ” la función de distribución de probabilidad e “ Y ” variable aleatoria de los datos experimentales y el ajuste del test estadístico para una distribución Weibull se denota por “ A^{2*} ”

$$A^{2*} = \left[1 + \frac{0.2}{\sqrt{n}}\right] * A^2$$

Considerando lo siguiente:

H_0 : El viento meridional del Norte sigue la distribución de Weibull

H_1 : El viento meridional del Norte no sigue la distribución de Weibull

	$1 - \alpha$			
Nivel de confianza	0.900	0.950	0.975	0.990
$Weibull_{(k,c)}$:	0.637	0.757	0.877	1.038

Fuente: Simulation Modeling and Analysis

Siendo la aceptación de la hipótesis nula “ H_0 ” los estadísticos de prueba inferiores a los p-value del test con un nivel de significancia determinado.

Anderson-Darling test
 $\alpha = 5\%$
 data: v
 A = 27.855, p-value < 2.2e-16

Como $0.757 > 2.2^{-16}$ se acepta la H_0 , por lo tanto los datos del viento meridional del Norte se ajustan a una distribución Weibull.

Anexo 3: Programa para cálculo de correlación entre datos pareados de viento, cizalladura y precipitación.

pro TESIS_CORR_trmm

```
;;Elaborado por: Jose Carlos Coello
;;Contacto : jcarloscoellof@gmail.com
;;solo considera datos de viento meridional del norte
entrada='D:/UNION_TEMPO_TIF/'
salida ='D:/RESUL/ '
image_V = READ_TIFF(entrada+'verano_2005_2014_18_V.tif',
GEOTIFF=GeoKeys)
image_P = READ_TIFF(entrada+'verano_2005_2014_18_P_trmm.tif',
GEOTIFF=GeoKeys)
nombre1 = 'Spearman'
nombre2 = 'KENDALL'
AA = MAKE_ARRAY(133, 198, /FLOAT)
BB = MAKE_ARRAY(133, 198, /FLOAT)
CC = MAKE_ARRAY(133, 198, /FLOAT)
DD = MAKE_ARRAY(133, 198, /FLOAT)
fname_AA = salida+nombre1+"_rho_18_trmm.tif"
fname_BB = salida+nombre1+"_rank_18_trmm.tif"
fname_CC = salida+nombre2+"_tau_18_trmm.tif"
fname_DD = salida+nombre2+"_rank_18_trmm.tif"
FOR J=0,132 do BEGIN
FOR I=0,197 do BEGIN
XX=image_V[* ,J,I]
YY=image_P[* ,J,I]
Spe = R_CORRELATE(XX, YY)
ken = R_CORRELATE(XX, YY, /KENDALL)
AA[J,I]=Spe[0]
BB[J,I]=Spe[1]
CC[J,I]=ken[0]
DD[J,I]=ken[1]
ENDFOR
ENDFOR
write_tiff, fname_AA, AA, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
write_tiff, fname_BB, BB, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
write_tiff, fname_CC, CC, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
write_tiff, fname_DD, DD, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
END
```

Anexo 4: Programa para cálculo de parámetro de forma y escala para distribución Weibull, aplicado a datos de viento

pro tesis_dist_weibull_v02

```
;;Elaborado por: Jose Carlos Coello
;;Contacto : jcarloscoellof@gmail.com
entrada='D:/UNION_TEMPO_TIF/'
salida ='D:/RESUL/ '
image_V = READ_TIFF(entrada+'verano_2005_2014_00_V.tif',
GEOTIFF=GeoKeys)
forma=MAKE_ARRAY(133, 198,/FLOAT)
escala=MAKE_ARRAY(133, 198,/FLOAT)
correlacion=MAKE_ARRAY(133, 198,/FLOAT)
fname_forma    = salida+"forma.tif"
fname_escala    = salida+"escala.tif"
fname_correlacion = salida+"corr.tif"
FOR I=0 , 197 do BEGIN
FOR J=0 , 132 do BEGIN
X1=image_V[* ,J,I]
COM=mean(X1)
X2=X1(WHERE(X1 LT 0.00))
COM2=Size(X2)
If (COM NE 0.0 AND COM2[1] GE 2) then begin
X3=ABS(X2)
x4=X3(SORT(X3))
n=N_ELEMENTS(X4)
minx4=min(X4)
maxx4=max(x4)
AA=MAKE_ARRAY(n,/FLOAT)
BB=MAKE_ARRAY(n,/FLOAT)
CC=MAKE_ARRAY(n,/FLOAT)
p=MAKE_ARRAY(n, 1, INCREMENT=1, START=1, /INDEX)
RMM=((p-0.3)/(n+0.4))
AA=RMM
LOG=alog(X4)
BB=LOG
LOGLOG=alog(alog(1/(1-AA)))
CC=LOGLOG
TAB=transpose([[p],[X4],[AA],[BB],[CC]])
X=BB
Y=CC
k=REGRESS(X,Y,CONST=Con,CORRELATION=corr)
c=exp(-(Con/k(0)))
forma[J,I]=k(0)
escala[J,I]=c(0)
correlacion[J,I]=corr
ENDIF
ENDFOR
ENDFOR
write_tiff, fname_forma, forma, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
write_tiff, fname_escala, escala, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
```

```
write_tiff, fname_correlacion, correlacion, GEOTIFF=GeoKeys, /FLOAT
END
```

Anexo 5: Programa para cálculo máximo valores registrados en el periodo de análisis

```
pro create_composite_define_buttons, buttonInfo
compile_opt idl2
envi_define_menu_button, buttonInfo, value = 'Create Composite',
event_pro='create_composite', POSITION='last', ref_value = 'Basic
Tools',uvalue='Create Composite'
end

pro composite_functions, fid, pos, max_val=max_val, min_val=min_val,
mean_val=mean_val
compile_opt idl2
envi_file_query, fid, ns=ns, nl=nl, nb=nb, data_type=dt, dims=dims
inherit = envi_set_inheritance(fid, dims, /spatial)
output_file = dialog_pickfile(title='Select Output File Name and Location')
if output_file eq " then return
openw, lun, output_file, /get_lun
if keyword_set(max_val) then begin
envi_report_init, title='Maximum Value Composite Image Creation', ['Accessing
data from original file...','Creating Composite Image...'],base=base, /interrupt
envi_report_inc, base, nl-1
for i=0, nl-1 do begin
envi_report_stat, base, i, nl-1, cancel=cancel
if cancel eq 1 then begin
envi_report_init, base=base, /finish
free_lun, lun
file_delete, output_file
return
endif
slice = envi_get_slice(fid=fid, line=i, pos=pos, xs=0, xe=ns-1, /bip)
for j=0, ns-1 do begin max_value = max(slice[*],j)
writeu, lun, max_value
endfor
endfor
envi_report_init, base=base, /finish
envi_setup_head, inherit=inherit, nb=1, data_type=dt,
fname=output_file,interleave=0, ns=ns, nl=nl, offset=0, /write
endif
if keyword_set(min_val) then begin
envi_report_init, title='Minimum Value Composite Image Creation', ['Accessing
data from original file...','Creating Composite Image...'], base=base, /interrupt
envi_report_inc, base, nl-1
for i=0, nl-1 do begin
envi_report_stat, base, i, nl-1, cancel=cancel
if cancel eq 1 then begin
envi_report_init, base=base, /finish
free_lun, lun
```

```

file_delete, output_file
return
endif
slice = envi_get_slice(fid=fid, line=i, pos=pos, xs=0, xe=ns-1, /bip)
for j=0, ns-1 do begin
min_value = min(slice[:,j])
writeu, lun, min_value
endfor
endif
envi_report_init, base=base, /finish
envi_setup_head, inherit=inherit, nb=1, data_type=dt, fname=output_file,
interleave=0, ns=ns, nl=nl, offset=0, /write
endif
if keyword_set(mean_val) then begin
envi_report_init, title='Mean Value Composite Image Creation', ['Accessing data
from original file...','Creating Composite Image...'], base=base, /interrupt
envi_report_inc, base, nl-1
for i=0, nl-1 do begin
envi_report_stat, base, i, nl-1, cancel=cancel
if cancel eq 1 then begin
envi_report_init, base=base, /finish
free_lun, lun
file_delete, output_file
return
endif
slice = envi_get_slice(fid=fid, line=i, pos=pos, xs=0, xe=ns-1, /bip)
slice = float(slice)
for j=0, ns-1 do begin
mean_value = mean(slice[:,j])
writeu, lun, mean_value
endfor
endif
envi_report_init, base=base, /finish
envi_setup_head, inherit=inherit, nb=1, data_type=4, fname=output_file,
interleave=0, ns=ns, nl=nl, offset=0, /write
endif
free_lun, lun
envi_open_file, output_file
end

```

pro create_composite, event`compile_opt idl2``envi_select, fid=input_fid, /file_only, pos=pos, title='Select Input File for
Composite Generation', /no_dims``if (input_fid[0] eq -1) then return``base = widget_auto_base(title='Type?')``list = ['Minimum Value', 'Maximum Value', 'Mean Value']``choice = widget_menu(base, list=list, /excl, /auto, uvalue='choice', rows=3)``result = auto_wid_mng(base)``if (result.accept eq 0) then return``if result.choice eq 0 then begin composite_functions, input_fid, pos, /min_val``endif``if result.choice eq 1 then begin composite_functions, input_fid, pos, /max_val``endif``if result.choice eq 2 then begin``composite_functions, input_fid, pos, /mean_val``endif`**end**

Anexo 6: Total de eventos SALLJ identificados con el criterio “0” y “1”

Fecha		Hora (UTC)	Intensidad (m/s)	Cizalladura vertical (m/s)	Precipitación (mm/día)		
2005	JAN	20	18	-10.3	-5.4	6.0	
		7	12	-10.8	-5.4	2.2	
2006	FEB	8	12	-12.1	-6.9	3.2	
		14	12	-15.4	-9.3	2.8	
		22	12	-13.5	-5.9	0.0	
		DEC	9	0	-12.3	-10.0	0.6
2007	JAN	8	6	-13.1	-6.3	6.6	
		31	0	-12.8	-6.7	1.4	
			4	12	-10.1	-5.2	8.9
			6	6	-10.8	-5.6	0.0
			7	6	-13.2	-7.5	0.1
			7	12	-12.1	-7.5	0.1
		FEB	15	12	-12.8	-5.5	0.0
	16		12	-13.2	-6.3	0.0	
	16		0	-12.3	-18.6	16.6	
	17		0	-11.5	-5.6	17.5	
		18	0	-12.5	-7.0	28.4	
		20	0	-10.1	-5.5	1.7	
		20	12	-14.9	-6.9	1.7	
2008	JAN	3	12	-13.5	-6.2	0.0	
		4	12	-15.5	-5.4	1.1	
		25	0	-15.0	-6.5	1.2	
			1	6	-12.2	-5.5	0.0
			2	0	-12.7	-9.1	0.8
		FEB	10	6	-13.6	-6.3	43.3
	21		0	-10.1	-5.6	64.0	
24	0		-10.3	-5.1	4.7		
		28	0	-10.4	-5.0	0.2	
2009	DEC	6	12	-10.4	-5.9	13.0	
		7	6	-11.1	-5.2	0.0	
		29	0	-12.8	-8.3	3.6	
2010	DEC	12	0	-12.3	-8.7	6.1	
		28	12	-10.1	-5.6	4.2	
2011	FEB	18	12	-10.6	-5.3	5.7	
	DEC	28	0	-10.0	-5.6	3.0	
2012	JAN	31	0	-10.8	-5.3	4.4	
		3	12	-12.7	-7.0	5.4	
	FEB	3	18	-10.3	-5.3	5.4	
		24	6	-11.7	-5.7	0.1	