

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“PRECIPITACIONES SOBRE LA SIERRA CENTRAL Y EL SUR
DEL PERÚ ASOCIADO A CIRCULACIONES DE ESCALA
SINÓPTICA ENTRE EL 22 Y 23 DE MARZO DE 2015”**

Presentada por:

Alex Jhoan Chancafe Alberca

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima-Perú

2018

DEDICATORIA

A mis padres, quienes siempre me apoyaron incondicionalmente a lo largo de mi carrera universitaria y profesional. Gracias por tanto amor.

AGRADECIMIENTOS

A mi profesora y asesora Victoria Calle Montes, por sus enseñanzas durante mi carrera universitaria y asesoramiento durante el desarrollo de esta tesis.

A mi jurado calificador de la tesis, Ever Menacho, Franklin Unsihuay y Esaúl Obregon, por sus observaciones y sugerencias.

A mi co-asesor José Manuel Gálvez, por su tiempo y apoyo a pesar de la distancia, muchas gracias.

A mis compañeros de trabajo, que durante todo este tiempo compartieron conmigo su aprendizaje y conocimiento clave para finalizar este trabajo.

Tesis realizada en el marco del proyecto
CRYOPERU CIENCIA ACTIVA 144-2015.



ÍNDICE GENERAL

I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA.....	3
2.1. Conceptos Previos.....	3
2.1.1. DANA o Cut-Off Low.....	3
2.1.2. Tropósfera.....	4
2.1.3. Tropopausa	4
2.1.4. Estratósfera	5
2.1.5. Vorticidad	5
2.1.6. Vorticidad Potencial	5
2.1.7. Inversión de los Alisios	6
2.1.8. Corriente en Chorro o Jet Stream	6
2.1.9. Ondas planetarias u Ondas Rossby.....	7
2.1.10. Vertiente Occidental de los Andes	8
2.2. Clima y tiempo meteorológico de los Andes.....	8
2.3. Los Andes Subtropicales	9
2.4. Sistemas DANA como iniciadores de actividad convectiva e inestabilidad ...	10
2.5. Ondas cuasi-estacionarias de Rossby en el Océano Pacífico y la Teleconexión.....	12
2.6. Índices de estabilidad atmosférica	14
2.6.1. Índice Gálvez-Davison GDI.....	14
2.6.2. Índice K	16
2.6.3. Índice CAPE.....	17
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	18
3.1. Materiales.....	18
3.1.1. Área de estudio	18

3.1.2.	Información de estaciones meteorológicas.....	19
3.1.3.	Data.....	22
3.2.	Método.....	23
3.2.1.	Metodología para cumplir el objetivo principal.....	23
3.2.2.	Metodología para cumplir el primer objetivo específico.....	23
a.	Método del embudo (de la dinámica básica).....	23
i.	Análisis de la divergencia niveles altos (NA)	24
ii.	Análisis convergencia niveles bajos (NB)	24
iii.	Análisis de la humedad atmosférica: PWAT, HR, TSM	25
iv.	Determinar la estabilidad de la atmósfera: GDI, K, CAPE	25
v.	Gatillador: flujos de superficie, ciclo diurno (brisa)	25
b.	Precipitación marzo 2015 vs precipitación marzo climatológica.....	25
3.2.3.	Metodología para cumplir el segundo objetivo específico.....	27
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	28
4.1.	Análisis y diagnóstico previo y durante el evento de precipitaciones.....	28
4.1.1.	Precipitación mensual y su climatológica.....	28
4.1.2.	Desarrollo estadístico.....	31
4.2.	Análisis de la divergencia en niveles altos (NA).....	33
4.3.	Análisis convergencia niveles bajos (NB).....	34
4.4.	Análisis de la humedad atmosférica: PWAT, HR, TSM.....	36
4.4.1.	Agua Precipitable.....	36
4.4.2.	Humedad Relativa.....	39
4.4.3.	Temperatura Superficial del Mar.....	42
4.5.	Determinar la estabilidad de la atmósfera: GDI, K y CAPE.....	45
4.5.1.	Análisis Índice Gálvez – Davison GDI.....	45
4.5.2.	Análisis Índice K.....	48
4.5.3.	Análisis Índice CAPE Energía Potencial Convectiva Disponible.....	51

4.6.	Gatillador: flujos de superficie, ciclo diurno (brisa).....	54
4.6.1.	Flujos de superficie.....	54
4.6.2.	Análisis Ciclo diurno (brisa).....	57
4.7.	Identificación de patrones sinópticos.....	63
4.7.1.	Análisis en Niveles Bajos Presión Atmosférica en el Pacífico	63
4.7.2.	Análisis en Niveles Medios de la Atmósfera	65
4.7.3.	Análisis en Niveles Altos Corriente en Chorro	69
4.7.4.	Vorticidad Potencial – Corte transversal 30°S	70
4.7.5.	Análisis Imágenes Satelitales	74
4.7.6.	Análisis Imágenes Satelitales: Chosica	78
4.8.	Formulación de un modelo conceptual	80
4.8.1.	Niveles Bajos	81
4.8.2.	Niveles Medios	81
4.8.3.	Niveles Altos.....	81
V.	CONCLUSIONES.....	82
VI.	RECOMENDACIONES.....	84
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	85
VIII.	ANEXOS.....	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Características entre los valores de GDI y el tipo de convección esperado. Esta es una tabla para referencia general.....	15
Tabla 2. Probabilidad de tormenta relacionada con los valores del índice K. Para cada intervalo de valores de K tenemos un intervalo de probabilidad de ocurrencia de tormentas. (DeRubertis, 2006).....	16
Tabla 3. Valores de CAPE y su potencial de convección	17
Tabla 4. Estaciones meteorológicas representativas del área de estudio.....	19
Tabla 5. Caracterización de extremos de precipitación.....	26
Tabla 6. Percentiles de precipitación (mm) de estaciones representativas.....	26

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 01. Esquema inversión de los Alisios hemisferio sur. FUENTE: METED	6
Figura 02. Vertientes en el Perú. FUENTE: SENAMHI.....	8
Figura 03. Áreas dónde debería funcionar mejor el GDI. FUENTE: WPC NOAA	16
Figura 04. Territorio Peruano y parte de Sudamérica con estaciones meteorológicas representativas en la vertiente occidental de los Andes centro y sur del País, desde Ancash hasta Tacna. FUENTE: Elaboración propia.	18
Figura 05. En este mapa se muestra las estaciones meteorológicas en sierra central y sur del Perú de la vertiente occidental de los Andes, con sus meteorogramas de precipitación diaria respectivamente, para el mes de Marzo del 2015.....	21
Figura 06. En este mapa se muestra la sierra central del Perú en la vertiente occidental de los Andes, centrándonos en la cuenca el rio Rímac. También se presentan las estaciones meteorológicas representativas, con sus meteorogramas de precipitación diaria respectivamente, para el mes de Marzo del 2015.....	22
Figura 07. Esquema método del embudo (de la dinámica básica).	24
Figura 08. Precipitación (mm) para el mes de marzo del 2015. FUENTE: Elaboración propia.....	28
Figura 09. Precipitación (mm) para el mes de marzo del 2015	30
Figura 10. Mapa de caracterización de precipitación 22 de marzo	31
Figura 11. Mapa de caracterización de precipitación 23 de marzo	31
Figura 12. Mapa de caracterización de precipitación 24 de marzo	32
Figura 13. Mapa de caracterización de precipitación 25 de marzo	32
Figura 14. Divergencia (rojo) y Convergencia (azul) x 10^{-5} (s^{-1}) (shaded) y Viento (vector) en 200 hPa.....	33
Figura 15. Divergencia (rojo) y Convergencia (azul) x 10^{-5} (s^{-1}) (shaded) y Viento (vector) en 925 hPa.....	34
Figura 16. Agua Precipitable (verde) Kg/m^2 (shaded) en toda la capa y Viento (vector) en 850 hPa del 01/03 al 20/03.....	36
Figura 17. Agua Precipitable (verde) Kg/m^2 (shaded) en toda la capa y Viento (vector) en 850 hPa del 22/03 al 30/03.....	37
Figura 18. Corte vertical latitudinal en $12^{\circ}S$ de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).....	39

Figura 19. Corte vertical latitudinal en 15°S de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).....	39
Figura 20. Corte vertical latitudinal en 18°S de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).....	40
Figura 21. Temperatura Superficial del Mar (°C, shaded) del 01/03 al 20/03.....	42
Figura 22. Anomalía de Temperatura Superficial del Mar (°C, shaded) del 22/03 al 30/03.....	43
Figura 23. Índice Gálvez-Davison del 01/03 al 20/03.....	45
Figura 24. Índice Gálvez-Davison del 22/03 al 30/03.....	46
Figura 25. Índice K del 01/03 al 20/03.....	48
Figura 26. Índice K del 22/03 al 30/03.....	49
Figura 27. Índice CAPE (J/kg, Shaded) y Vector Viento en 850 hPa del 01/03 al 20/03.....	51
Figura 28. Índice CAPE (J/Kg, Shaded) y Vector Viento en 850 hPa del 22/03 al 30/03.....	52
Figura 29. Líneas de corriente, promedio de flujo entre 1000, 925 y 850 hPa	54
Figura 30. Líneas de corriente, promedio de flujo entre 1000, 925 y 850 hPa	55
Figura 31. Diagrama rosas de viento día 21/03/2015.....	57
Figura 32. Diagrama rosas de viento día 22/03/2015.....	58
Figura 33. Diagrama rosas de viento día 23/03/2015.....	59
Figura 34. Diagrama rosas de viento día 24/03/2015.....	60
Figura 35. Diagrama rosas de viento día 25/03/2015.....	61
Figura 36. Presión Atmosférica a nivel medio del mar (hPa, líneas negras).....	63
Figura 37. Altura geopotencial (mcp, líneas negras y shaded) en 500hPa.....	65
Figura 38. Altura geopotencial (mcp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 22/03	66
Figura 39. Altura geopotencial (mcp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 23/03.....	66
Figura 40. Altura geopotencial (mcp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 24/03	67
Figura 41. Altura geopotencial (mcp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 25/03	67

Figura 42. Corriente en Chorro (m/s, shaded) Vector Viento (m/s, vector) en el nivel 200 hPa	69
Figura 43. Vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 22/03.....	70
Figura 44. Vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 23/03.....	71
Figura 45. Vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 24/03.....	71
Figura 46. Vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 25/03.....	72
Figura 47. Imagen satelital vapor de agua GOES 13 canal 1. 22/03 y 23/03.....	74
Figura 48. Imagen satelital vapor de agua GOES 13 canal 1. 24/03 y 25/03.....	75
Figura 49. Imágenes satelitales RAMSDIS GOES 13 Infrarrojo.....	77
Figura 50. Imágenes de Satélite GOES 13 Vapor de Agua (WP), Visible (VIS) e Infrarrojo (IR) respectivamente. FUENTE: CPTEC	78
Figura 51. Modelo Conceptual para la generación de lluvias extraordinarias en la vertiente occidental centro y sur	80

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Análisis de Anomalías TSM	90
Anexo 2. Gráficos de dirección y velocidad de viento.....	92
Anexo 3. Aviso de lluvias en la sierra SENAMHI Marzo 2015	96
Anexo 4. Aviso de lluvias en la selva (primer friaje del año 2015)	97

RESUMEN

Con el presente documento se analizan las causas del evento acontecido el 22 y 23 de marzo del 2015 a lo largo de la vertiente occidental de los Andes central y sur del Perú, enfocándonos en el distrito de Lurigancho – Chosica, en el cual se desencadenaron deslizamientos como huaycos e inundaciones, causando daños materiales y a la salud. Se realizó un análisis a partir del comportamiento de lluvias intensas en la vertiente occidental de los Andes, asociado a un sistema de baja segregada o DANA (Depresión Aislada de Niveles Altos), uno de los mecanismos atmosféricos que a nivel sinóptico puede unir a todos los ingredientes necesarios para generar las temidas lluvias torrenciales (León, 2003); término que emplearemos en el desarrollo de este documento, o también conocido como Cut Off Low (COL, por sus siglas en inglés), el cual se desarrolló en el sureste del Pacífico Oriental, que fue originado a partir de un ciclón tropical en el Pacífico occidental frente a las costas de Australia, advectando vorticidad ciclónica en altura, intensificando y trasladando una dorsal de oeste a este direccionada por ondas Rossby. Los procesos involucrados en la génesis del sistema son analizados utilizando datos de Reanálisis del NCEP-NCAR de 1° Lat/Lon de resolución, así como de ERA Interim. Como parte del análisis, se evalúan las variables meteorológicas necesarias en el método del Embudo/de la dinámica básica (Análisis de la divergencia niveles altos, convergencia niveles bajos, humedad atmosférica: PWAT, HR, TSM, estabilidad de la atmósfera: GDI, CAPE y gatillador: ciclo diurno (brisa) y flujos de superficie) así mismo, otras que nos permitan observar con mayor claridad el origen y fin del evento acontecido. Se describe también el efecto de este sistema en las intensas precipitaciones registradas sobre la vertiente occidental de los Andes peruanos, que superaron su percentil 99, considerándose días extremadamente lluviosos. Concluyendo que la advección de humedad hacia las costas de Perú, las anomalías positivas de la TSM, la inestabilidad atmosférica en el Pacífico oriental, las teleconexiones de la mano con ondas Rossby, la convección y finalmente la configuración de circulaciones a escala sinóptica, son los causantes de un evento de lluvias extraordinarias descritas anteriormente en la sierra centro y sur del Perú.

PALABRAS CLAVES: DANA, huaycos, vaguada

ABSTRACT

In this document we analyzed an event occurred on March 22nd and 23rd, 2015 along the western slope of the central and southern Andes of Peru. Specifically, on San Juan de Lurigancho – Chosica, where landslides such as huaycos and floods caused material and health damage.

We analyzed the behavior of heavy rainfall in the western slopes of the Andes associated with a Cut Off Low (COL), one of the atmospheric mechanisms on synoptic level that joins all the ingredients necessary to generate heavy rainfall (León, 2003); in this document we used the term DANA, this one was developed on the southeast eastern Pacific, which was originated from a tropical cyclone in the western Pacific off the coast of Australia, advecting cyclonic vorticity in height, intensifying and moving a ridge from west to east by Rossby waves.

The processes involved in the genesis of this system were analyzed using NCEP -NCAR reanalysis data with 1° lat/lon resolution, as well as ERA Interim. As part of the analysis, essential meteorological variables were evaluated in the funnel/basic dynamic method (high level divergence, low level convergence, moisture: PWAT, HR, SST, atmospheric stability: GDI, CAPE, and trigger: diurnal cycle (breeze) and surface fluxes), as well as others that allow us a better analysis of the origin and the end of the event. The effect of this system in the heavy rainfall in the western Andes was described too, which exceeded 99th percentile considering extremely rainy days.

Finally, we concluded that the causes of the extraordinary heavy rainfall on the center and south of Peru were: humidity advection towards the coasts of Peru, SST positive anomalies, atmospheric instability in the eastern Pacific, teleconnections with Rossby waves, convection and synoptic-scale circulations

KEY WORDS: cut off, huaycos, through

I. INTRODUCCIÓN

La precipitación en los Andes centrales, muestra un marcado carácter episódico, donde se concentra durante el verano austral (diciembre-marzo), cuando la circulación atmosférica regional favorece la advección de vapor de agua desde la cuenca amazónica. Los eventos de precipitación se asocian en su mayoría a tormentas locales de origen convectivo, como resultado del fuerte calentamiento radiativo de la superficie (Aceituno, 1998).

A través de los años, la causa y el origen de la precipitación en la vertiente occidental de los Andes es objeto de investigación, con la finalidad de encontrar la configuración atmosférica y comportamiento estacional de la precipitación. Por medio de este documento se realizará un análisis de las causas que originaron las precipitaciones y huaycos durante el 22 y 23 de marzo del 2015 que acontecieron en la sierra centro y sur del país.

Con el uso de herramientas para el análisis como el modelo Global Forecast System (GFS), el reanálisis atmosférico global ERA-Interim de 1979, continuamente actualizado en tiempo real, imágenes satelitales, data meteorológica, asimismo, el uso de softwares que nos permitan visualizar el comportamiento de las variables meteorológicas involucradas, se realizará un completo análisis del evento.

Los días 22 y 23 de marzo la sierra central y sur del Perú tuvo precipitaciones inusuales para la época del año, las cuales propiciaron el lunes 23 de marzo a las 15:30 horas aproximadamente, la activación de las quebradas de Santo Domingo, Quirio, Carossio, Libertad, Corrales y San Antonio de Pedregal pertenecientes a la cuenca del río Rímac (Informe de emergencia N°581- INDECI, 2015) que originó huaycos, así como el desborde del río Rímac afectando viviendas, vías de comunicación y daños a la vida y la salud, en el distrito de Lurigancho Chosica, Lima.

Esta investigación se realiza con el propósito de conocer los sistemas sinópticos y meso sinópticos asociados a las precipitaciones de esta región montañosa que dieron lugar a

huaycos, como también hacer de este documento una herramienta a ser empleada en la gestión de riesgos y medidas de mitigación en la toma de decisiones a favor de esta zona vulnerable declarada en emergencia.

En el presente estudio se planteó un objetivo general y dos específicos:

Objetivo General: Identificar los patrones de circulación sinópticos asociados a las precipitaciones en la sierra central y sur del Perú durante el 22 y 23 de marzo del 2015.

Los **objetivos específicos** son:

- Análisis y diagnóstico sinóptico previo y durante el evento con salidas de los modelos GFS y ERA.
- Formulación de un modelo conceptual a partir de análisis realizado.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Conceptos Previos

2.1.1. DANA o Cut-Off Low

Quispe (2009) definió la depresión aislada de niveles altos DANA, como un sistema de Baja Fría que se genera en niveles de alta tropósfera asociado a procesos de fuerte ondulación y aislamiento de la circulación de la Corriente en Chorro (JS, siglas en ingles), para luego propagarse en niveles medios y en muchos casos hasta niveles bajos. Este sistema se caracteriza por la reducción de los espesores de la columna vertical por el efecto del aire frío que presenta la estructura troposférica, además, evidencia su madurez desde niveles bajos a niveles altos o viceversa; así mismo la vorticidad negativa se incrementa con la altura, el cual es sinónimo de un sistema de estructura fría.

De acuerdo con el SENAMHI (WEB), el sistema DANA en el ámbito meteorológico es una particular baja muy conocida, denominada también gota fría. Se trata de una baja en altura, con un diámetro aproximado de 500 a 1.000 Km. y se encuentra asociada a un núcleo de aire muy frío. Se la suele encontrar entre los 5 y los 9 Km. de altura y acostumbra presentarse en invierno, por lo común se manifiesta entre las latitudes de 30° a 45° Sur desde el Océano Pacífico, luego cruza por encima de la cordillera de los andes generalmente entre Chile y Argentina. Esta "DANA o gota fría", con frecuencia origina una zona poco definida de mal tiempo, especialmente con nubes medias que se extienden en un área de 500 kilómetros o más de diámetro. Por lo general, se desplaza con lentitud y la dirección de movimiento es incierto (pues depende del total de los movimientos verticales), resultando así difícil de predecir.

En la mayoría de los casos, la "DANA o gota fría" se origina a partir de un brusco corte en la corriente en chorro ("Jet stream"). Esto sucede cuando del lado frío del jet se desprende un remolino de aire frío, que avanza hacia el norte, entrando en la masa cálida, en la que flota a manera de "gota" que gira sobre sí misma. El aire frío de la "DANA"

queda de esta manera completamente separado de su fuente de origen. La baja así formada carece de frentes. Su energía es comunicada por los vientos de la corriente en chorro y por la "inyección" de aire frío. Esta energía es tan grande, que la "DANA" taladra la atmósfera hacia abajo, ya que el aire que la constituye es más pesado que el cálido en que se halla sumergida. En consecuencia, puede aparecer la correspondiente baja en tierra. Es así que los fenómenos atmosféricos asociados suelen ser intensos, pues mientras que el aire frío desciende, el aire caliente de las capas bajas es obligado a ascender violentamente. Se producen así abundantes lluvias, con tormentas en verano, y a veces con nevadas en invierno (SENAMHI, CAP11).

2.1.2. Tropósfera

Es la capa inferior de la atmósfera, en contacto con la superficie terrestre y contiene casi el 90 por ciento de toda la masa atmosférica. Su límite superior es la tropopausa, cuya altura varía entre los 18km sobre el Ecuador y los 8 km sobre las regiones polares. En la tropósfera la temperatura decrece en función de la altura (aproximadamente -6°C cada 1000 metros de ascenso) hasta llegar a -70°C en su límite superior. En esta región se producen importantes movimientos verticales y horizontales de las masas de aire (vientos) y hay relativa abundancia de agua. Es la zona donde se producen los fenómenos meteorológicos: lluvias, vientos, cambios de temperatura, tormentas tropicales, huracanes, etc. (Andrews, D. & Holton, C. 1987).

2.1.3. Tropopausa

La tropopausa se define como el límite entre la troposfera y la estratosfera. Dicho límite se caracteriza por un cambio en el gradiente vertical de temperatura, desde menos estable abajo, en la troposfera, hasta muy estable más arriba, en la estratosfera. Su altura varía de 10 km o menos en las regiones polares a hasta 20 km en los trópicos. Debido a que el gradiente de temperatura se invierte de más frío conforme aumenta la altura en la troposfera a más caliente conforme aumenta la altura en la estratosfera, normalmente la velocidad máxima del viento se observa en o cerca del nivel de la tropopausa (METED).

2.1.4. Estratósfera

Es la capa ubicada por encima de la tropopausa. Esta región muestra un incremento de la temperatura en función de la altura, debido a que contiene a la capa de ozono que absorbe la energía de alta intensidad (radiación ultravioleta) de la radiación solar. La estratósfera se extiende hasta aproximadamente 50 km por encima de la superficie terrestre, donde se encuentra la estratopausa. Allí es posible encontrar temperaturas de hasta 0°C. La estratósfera, que contiene algo menos del 10 por ciento de la masa de la atmósfera, es una región químicamente activa debido a la presencia de mayores niveles de radiación solar, en particular la mencionada radiación ultravioleta. Desde hace algunos años se considera que esta región es importante para la regulación del clima y sus variaciones son consideradas como indicadores tempranos de procesos conducentes al cambio climático (Andrews, D. & Holton, C. 1987).

2.1.5. Vorticidad

Medida de la rotación local en el flujo de un fluido. En el análisis y pronóstico del tiempo suele hacer referencia a la componente vertical de la rotación (es decir, la rotación alrededor de un eje vertical) y se usa más a menudo en referencia con sistemas meteorológicos de escala sinóptica o de mesoescala. Por convención, los valores positivos indican rotación anticiclónica en el hemisferio sur (METED).

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$\eta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$$

2.1.6. Vorticidad Potencial

Es una propiedad conservativa la cual representa la vorticidad y la variación de la temperatura potencial en una capa, conocida como estabilidad estática, la cual nos ayuda a determinar el ascenso o descenso de una masa. La vorticidad potencial indica que la vorticidad de una parcela solo puede ser cambiada por un cambio en su latitud y/o el cambio en la estabilidad estática (Holton, 2004).

$$PV = (\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

2.1.7. Inversión de los Alisios

Una de las características más destacadas de la capa límite tropical es la inversión de los alisios, que es más fuerte en las regiones orientales de los océanos tropicales. Estas áreas están marcadas por surgencia de aguas más frías, profundas y SST frías. Las dorsales subtropicales suprimen la capa límite marina en los océanos tropicales orientales. La subsidencia seca y calienta la capa sobre la capa límite y crea una inversión. Como resultado de la fuerte inversión y de las TSM frías en esta región, el contenido de humedad aumenta dentro de la capa límite marina y, con la saturación, se forman nubes en una amplia área de los océanos tropicales orientales. Por lo general, el estrato se encuentra cerca de la costa, el estratocúmulo está cerca de la costa y los cúmulos de viento y comercio están sobre el océano relativamente cálido hacia el oeste.

Como se observa en la figura 01 la inversión de los alisios se debilita hacia el oeste con el aumento de las TSM y el aumento de la inestabilidad de la troposfera de los océanos tropicales.

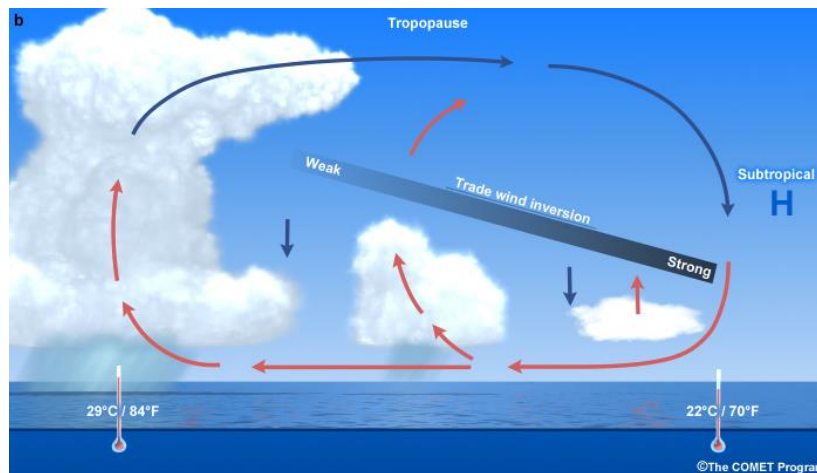


Figura 01. Esquema inversión de los Alisios hemisferio sur. FUENTE: METED

2.1.8. Corriente en Chorro o Jet Stream

De acuerdo a la Organización Meteorológica Mundial, una corriente en chorro es “una fuerte y estrecha corriente de aire concentrada a lo largo de un eje casi horizontal en la alta troposfera o en la estratosfera, caracterizada por una fuerte cizalladura vertical y horizontal del viento. El núcleo de la corriente en chorro es la línea a lo largo de la cual las velocidades del viento son máximas tanto en la vertical como en la horizontal.

Presentando uno o dos máximos de velocidad, la corriente en chorro discurre, normalmente, a lo largo de varios miles de kilómetros, en una franja de varios centenares de kilómetros de anchura y con un espesor de varios kilómetros.” (OMM, 1992)

Una definición más detallada de la corriente en chorro se encuentra en McIntosh (1972). Una corriente en chorro suele tener varios miles de kilómetros de longitud, cientos de kilómetros de ancho y varios kilómetros de espesor. Son reconocidos dos tipos principales de corriente en chorro, (i) la subtropical (del oeste) y (ii) la polar o del frente polar (del oeste). La corriente en chorro subtropical es relativamente constante en posición en una dada estación y domina las cartas medias estacionales de viento; en cambio, la corriente en chorro del frente polar es altamente variable en su posición día a día sobre un amplio rango de latitudes templadas y por consiguiente está enmascarada en dichas cartas. Además, a veces ocurre una "corriente en chorro de la noche polar" (latitudes altas en invierno) dentro de la estratosfera por encima de 50 hPa, y una corriente en chorro del este en la estratosfera en la banda ecuatorial del hemisferio este

2.1.9. Ondas planetarias u Ondas Rossby

El tipo de onda de mayor importancia para los procesos meteorológicos a gran escala es la onda de Rossby u onda planetaria. En un fluido barotrópico no viscoso de profundidad constante (donde la divergencia de la velocidad horizontal debe desaparecer), la onda de Rossby es un movimiento que conserva la vorticidad absoluta. De manera más general, en un ambiente baroclínico, la onda de Rossby es un potencial movimiento de conservación de vorticidad que debe su existencia al gradiente isentrópico de la vorticidad potencial (Holton, 2004).

Se llaman ondas de Rossby, debido a que fueron descubiertas por el meteorólogo sueco Carl Gustaf Rossby (1898-1957), quien contribuyó a fundar los pilares sobre los cuales descansa la dinámica de fluidos geofísicos. Cuando se intensifican los contrastes de temperatura norte - sur, la amplitud de las ondas crece, el flujo del oeste se hace más ondulante y en ciertas regiones del globo adquiere componente norte-sur. Es así cómo puede el viento zonal transportar calor desde el ecuador hacia los polos o frío desde los polos hacia el ecuador. De esta forma es como los vientos del oeste contribuyen a regular el contraste de calor global entre el ecuador y los polos (Inzunza, 2006).

2.1.10. Vertiente Occidental de los Andes

Comprendida entre el litoral costero y las cumbres de la cordillera de los Andes, la vertiente occidental de los Andes, cuenta con 52 de las 54 cuencas hidrográficas del territorio nacional, seguida de la cuenca del Amazonas y cuenca cerrada del Titicaca (Maish, E. 2012). Además, en la zona norte del país (departamento de Lambayeque), la cordillera pierde altura, dando la impresión de un deslizamiento hacia el mar de esta cadena montañosa.



Figura 02. Vertientes en el Perú. FUENTE: SENAMHI

2.2. Clima y tiempo meteorológico de los Andes

Garreaud (2009) indicó que los Andes al interrumpir significativamente la circulación atmosférica que resulta en una variedad de mesoescala (escalas horizontales que van desde unos pocos hasta varios cientos de Km) y la escala sinóptica (> 1.000 kilómetros), así como marcadamente contrastantes condiciones climáticas a lo largo de las vertientes orientales y occidentales y las tierras bajas adyacentes. Entre 5° y 30° S (latitudes tropicales y subtropicales), a lo largo de la costa del Pacífico las condiciones reinantes son frías y áridas que se extiende hasta la entrada de la vertiente occidental de los Andes, mientras que las condiciones cálidas, húmedas y lluviosas prevalecen sobre la vertiente oriental.

Garreaud (2009) indicó en términos generales que la precipitación de las tormentas convectivas profundas que ocurren sobre la cordillera es depositada sobre los Andes

tropicales, mientras que al sur de 25° S la precipitación es más estable, generado por el paso de sistemas frontales extratropicales y DANAS.

Mitchell y Wallace (1995) indicaron que al Norte de 2° S, los Andes también presentan dos estaciones lluviosas. El ciclo semestral de las precipitaciones se desvanece rápidamente a medida que uno se desplaza al Sur. La precipitación es más concentrada sobre los Andes de Ecuador y norte de Perú durante el otoño austral, cuando la ZCIT (zona de convergencia intertropical) alcanza su posición más al sur (frente a la costa, la ZCIT se mueve mínimamente al sur del Ecuador, porque las aguas frías más de la SE Pacífico inhiben el desarrollo de la convección profunda).

Hartley y Houston (2003) indicaron que la causa principal de las condiciones estables y aridez a lo largo de la costa norte de Chile y sur de Perú que se extienden hacia el interior sobre la vertiente occidental de los Andes es el descenso vertical del aire (subsistencia) que mantiene el anticiclón subtropical sobre el SE del Pacífico.

2.3. Los Andes Subtropicales

Aceituno y Montecinos (1997) indicaron que el altiplano exhibe un clima de transición debido a que entre los 15°S y 22°S la cordillera de los Andes se separa en dos cadenas, presentando dos regiones en el Altiplano Sudamericano. La región al oeste del Altiplano presenta una extrema aridez y gran estabilidad atmosférica (desierto costero de Perú y Chile) debido a la subsistencia en el borde oriental del anticiclón subtropical del Pacífico Sur. En contraste, las tierras bajas al este del Altiplano presentan un régimen tropical-continental, con un máximo de precipitación convectiva durante los meses de verano; diciembre, enero y febrero.

Garreaud y Seluchi. (2001) indicaron que entre los meses de noviembre y marzo cerca del 80 por ciento de la precipitación altiplánica se concentra con un máximo climatológico en el mes de enero. Durante esta estación, localmente llamada como *Invierno Altiplánico*, la precipitación es originada principalmente por tormentas convectivas que se desarrollan durante la tarde y primeras horas de la noche. Los días con presencia de actividad convectiva tienden comúnmente a agruparse en secuencias de aproximadamente una semana (episodios lluviosos), separados por secuencias de días con ausencia de convección y de similar duración (episodios secos).

Gálvez y Calle (2015) concluyeron que debido a las condiciones meteorológicas anómalas entre el 22 y 23 de marzo del 2015 en Chosica, como el ingreso de un frente de humedad en niveles bajos entre otros y las características del suelo durante el evento, se ocasionaron precipitaciones intensas y deslizamientos, causando daños materiales y humanos.

2.4. Sistemas DANA como iniciadores de actividad convectiva e inestabilidad

Palmen y Newton (1969) indicaron que las DANAS son sistemas ciclónicos cerrados en niveles altos de la troposfera que se forman a partir de la profundización de una vaguada fría en el tren de ondas del oeste.

Hoskins et al. (1985) y Hoskins (1991), define DANA, como un sistema aislado de alta vorticidad potencial ciclónica, que se extiende desde la baja estratosfera a la troposfera de alto nivel; mientras que Van Delden y Negger (2003), definen DANA o ciclón de tropopausa como una circulación cerrada de la alta troposfera y la estratosfera baja; además se menciona que en las latitudes medias son el resultado de procesos dinámicos, en los que la masa de aire con un alto potencial de vorticidad, es separado fuera de la estratosfera polar, consiguiendo aislarse en la troposfera de latitudes medias.

Gimeno et al. (2007) define una DANA como una baja cerrada en la troposfera superior que se ha separado completamente de la corriente occidental, generalmente siendo advectada hacia el ecuador de latitudes medias de los vientos del oeste. Estos sistemas se desplazan lentamente y permanecen a menudo sobre la misma región durante varios días, por lo tanto, es capaz de afectar considerablemente las condiciones climáticas en la superficie.

Godoy et al. (2011) indicó que las DANAS son fenómenos de escala sinóptica que afectan el sur de Sudamérica y son capaces de producir fenómenos del tiempo significativo tanto en la región de la Cordillera (nevadas, tormentas de nieve) y en las llanuras (fuertes lluvias, vientos fuertes).

Quispe y Avalos (2006) analizaron un evento DANA entre el 29 de Junio y 8 de Julio del 2004, en el que la presencia de dicho sistema en latitudes subtropicales del pacifico oriental combinado con el ingreso de humedad advectada proveniente de la cuenca del

Amazonas hacia la región sur del Perú, estimulada por la circulación anticiclónica de niveles medios y bajos, causó una fuerte nevada en una de las regiones más pobres, donde se registraron grandes pérdidas de cultivos, ganado y viviendas.

Garreaud y Fuenzalida (2007) analizaron un evento DANA que se produjo la segunda semana de marzo del 2005 (finales del verano austral) sobre el sureste del Pacífico subtropical, en el que la DANA al llegar al continente se produjo lluvias moderadas, pero fuera de estación a lo largo de la vertiente occidental semiárida de la cordillera de los Andes. Tras haber analizado se indicó que la formación DANA se produce independientemente de la presencia de los Andes, y la disipación de la DANA se debe principalmente al calor latente liberado en las profundas nubes que se forman sobre el terreno montañoso. Sin embargo, la cordillera de los Andes retrasó la desaparición del sistema ciclónico mediante el bloqueo de la entrada de aire cálido y húmedo desde el interior del continente.

Quispe (2009) analizó un evento DANA ocurrido entre el 20 y 27 de febrero del 2005, en latitudes altas, medias y subtropicales en el Pacífico oriental, frente al centro sur de Chile, en el que se observó la presencia de un sistema frío en niveles altos y/o medios favoreciendo la pérdida de espesor troposférico y consecuentemente el hundimiento de la tropopausa.

Quispe et al. (2015) estudiaron el caso de un evento DANA que se desarrolló en el Pacífico Suroriental a inicios de abril del 2012. El sistema favoreció la formación de núcleos convectivos sobre la cordilla por lo que tuvo un efecto en las intensas precipitaciones registradas sobre la vertiente occidental de los Andes peruanos, considerándose como un evento extraordinario para la zona, generando lluvias intensas y “flash floods” en la árida vertiente occidental de los Andes peruanos.

Pizarro y Montecinos (2000) encontraron que las DANAS ubicadas cerca de la costa de Chile contribuyeron en un 5 por ciento a un 10 por ciento de la precipitación anual sobre Chile entre 26° y 36°S.

Campetella et al. (2009) encontraron que más del 50 por ciento de las precipitaciones en el centro oeste de Argentina se asoció con la aparición de COL.

León (2003) indicó que las DANAS se generan en niveles altos asociados a un proceso de ondulación, separación, ruptura y aislamiento de la circulación de la corriente en chorro. Las cuales en su estado de aislamiento completo poseen una circulación ciclónica cerrada que se refleja en niveles altos y medios, entre los 300 y 500 hPa, definiendo DANA como “Una depresión cerrada en altura que se ha aislado y separado completamente de la circulación asociada al chorro, y que se mueve independientemente de tal flujo llegando, a veces, a ser estacionaria o, incluso, retrograda (su desplazamiento es, en estos casos, de dirección este-oeste)”.

Fuenzalida et al. (2005) analizaron 1253 casos de COLs, en un periodo de 31 años (de 1969 a 1999), en los que el 10 por ciento se encontraron en el sector de África, el 48 por ciento en el sector de Australia, y el 42 por ciento en el sector de América del Sur, donde su distribución geográfica es más frecuente alrededor de los continentes, especialmente en las proximidades de Australia y Nueva Zelanda y América del Sur, que en las regiones oceánicas intermedias, con una mayor aparición en la temporada de invierno, dado que el proceso más eficaz en la destrucción las COLs es la liberación de calor latente durante el verano austral.

Godoy et al. (2011) estudiaron un caso donde analizaron el ciclo de vida de una DANA que afectó el sur de Sudamérica entre el 26 de Marzo y el 2 de Abril del 2007, identificando 4 etapas (E. de iniciación, E. de segregación, E. de madurez y E. de decaimiento), donde en la última etapa del sistema, la combinación de la columna de aire estáticamente inestable por debajo del núcleo del ciclón y las condiciones en superficie favorables (océano con aguas calientes), dieron las condiciones para la ocurrencia de convección profunda y tiempo severo.

Fuenzalida et al. (2005) y Campetella y Possia (2007) concluyeron que al oeste de la costa central del Chile. Particularmente, dicha región presenta la máxima frecuencia de ocurrencia de DANAS en la región Sudamericana.

2.5. Ondas cuasi-estacionarias de Rossby en el Océano Pacífico y la Teleconexión

Müller y Ambrizzi (2004) indicaron que a través de la técnica de trazado conocida como Ray Tracing (trazado de rayos), se determina las trayectorias de las ondas de Rossby que alcanzan Sudamérica, en el que se demuestra que un calentamiento anómalo (anomalías

de convección) del Pacífico tropical occidental podría actuar generando un patrón de ondas de Rossby que llega a Sudamérica. La propagación de estas ondas es esencialmente dependiente de la estructura del estado básico y de la fuente de calor (Ambrizzi et al 1995). Así un calentamiento diferencial observado en la región del océano Pacífico tropical al noreste de Australia, actuaría como disparador de ondas de Rossby las cuales se propagan hasta el continente Sudamericano.

Sardeshmukh y Hoskins (1988) demostraron que en regiones con fuerte gradiente meridional de viento zonal, la advección de vorticidad por parte del viento divergente se comporta como una fuente de energía de ondas de Rossby. Esa fuente subtropical provoca la dispersión de energía hacia el este, como lo establece la teoría barotrópica de ondas de Rossby.

Branstator (1983), Karoly (1983), Hoskins y Ambrizzi (1993) y Ambrizzi et al. (1995) establecieron que una manera de analizar la propagación de ondas en el globo es a través de la teoría lineal de propagación de ondas de Rossby barotrópicas.

Müller y Ambrizzi (2004) analizaron la propagación global de ondas de Rossby barotrópicas, empleando la teoría lineal a través de la distribución de K_s (número de onda estacionario), el cual es un parámetro básico que provee una herramienta cualitativa en el estudio de tales ondas, comprobándose que los dos jets (subtropical y polar) actúan como guías de ondas de Rossby en su desplazamiento zonal.

Müller y Ambrizzi (2010) confirmaron a través de un estudio de la relación entre la máxima ocurrencia de heladas generalizadas y la propagación de las ondas de Rossby, que los chorros del hemisferio Sur pueden actuar como guías de estas ondas, cuando son excitadas en lugares determinados de la atmósfera, desplazándose hasta América del Sur a lo largo de los jets.

Müller, G. (2005) estudió la ocurrencia de heladas generalizadas, examinando el rol de la fuente de calor (actividad convectiva) en el Pacífico tropical occidental al noreste de Australia, en interacción con la circulación global, cuya respuesta es la propagación de ondas de Rossby extratropicales que se propagan en dirección ecuatorial hasta el continente Sudamericano; concluyendo que los trenes de onda de Rossby que se propagan a través del océano Pacífico cuando llegan a Sudamérica aceleran el jet subtropical, lo

que a su vez influiría en la propagación de dichos trenes corriente abajo, condicionando así el ingreso meridional de los sistemas sinópticos en el continente.

Agosta y Barrucand (2012) analizaron la relación de la frecuencia invernal de noches frías, con ondas cuasi-estacionarias de Rossby para Argentina, donde se indicó que la alta frecuencia de noches cálidas está asociada a calentamiento anómalo del Pacífico central ecuatorial (fase positiva del El Niño-Oscilación del Sur, ENOS) y se estableció una teleconexión troposférica entre el Índico, el Pacífico y Sudamérica mediante el traslado del flujo de actividad de onda cuasi-estacionaria de Rossby, propagándose hacia el este en el sector subtropical central del Pacífico sur a lo largo de los jets polar y subtropical y alcanzando Sudamérica.

Russián et al. (2015) indicaron que en el invierno austral, la teleconexión está dada a través de la propagación de ondas cuasi estacionarias de Rossby, posiblemente asociadas a áreas de convección anómalas próximas a la región ecuatorial del Pacífico occidental. Donde los centros de acción de esta onda estacionaria generan una perturbación del tipo bloqueo en los oestes a lo largo del meridiano 80° en Sudamérica.

2.6. Índices de estabilidad atmosférica

2.6.1. Índice Gálvez-Davison GDI

De acuerdo con la NOAA (2014), es un índice termodinámico desarrollado por WPC International Desk en el 2014, para mejorar los pronósticos de la convección tropical, particularmente en los regímenes de vientos alisios. Además, es una herramienta de diagnóstico que considera la humedad de la troposfera baja y media, pero enfatiza los efectos estabilizadores de las crestas de la troposfera media y los efectos estabilizadores y secantes de las inversiones de los vientos alisios.

Se trata de un índice de estabilidad generado para mejorar el pronóstico de convección en el Caribe, el cual se ha validado para zonas extra tropicales y en el SE de Sudamérica. Posee un buen grado de acierto, por lo cual se decide su implementación a fin de favorecer su estudio y desarrollo. La creación del GDI surge con la motivación de encontrar un índice de estabilidad para el pronóstico de convección en regiones tropicales, ya que los índices tradicionales funcionan mejor en zonas extra tropicales debido a que para ello han

sido diseñados. En su validación se ha comprobado que en ciertas regiones extra tropicales, también tiene un muy buen desempeño, por lo cual se decide ponerlo disponible para su estudio en el SE de Sudamérica (INUMET, 2014).

Formulas:

$$GDI = ECI + MWI + II... (1)$$

$$GDI_c = ECI + MWI + II + C_o = GDI + C_o... (2)$$

$$C_o = P_3 - \frac{P_2}{P_{SFC} - P_1}... (3)$$

Dónde:








GDI_c: GDI corregido por orografía P₁ = 500(hPa)

ECI: Índice de núcleo de EPT P₂ = 9000(hPa)

MWI: Índice de calor medio P₃ = 18

II: Índice de inversión

Tabla 1. Características entre los valores de GDI y el tipo de convección esperado. Esta es una tabla para referencia general.

GDI > 45	Alto potencial para tormentas dispersas a generalizadas	
+35 to +45	Potencial para tormentas dispersas a generalizadas y/o convección poco profunda generalizada	
+25 to +35	Potencial de convección poco profunda dispersa y aislada a tormentas eléctricas dispersas	
+15 to +25	Potencial de convección poco profunda y algunas tormentas eléctricas aisladas	
+5 to +15	Potencial de convección poco profunda aislada a dispersa	
-20 to +5	Convección poco profunda aislada.	
GDI < -20	El tipo de convección debe ser poco profunda, aislada y produce lluvia muy ligera.	

FUENTE: WPC NOAA (Traducción: INUMET).

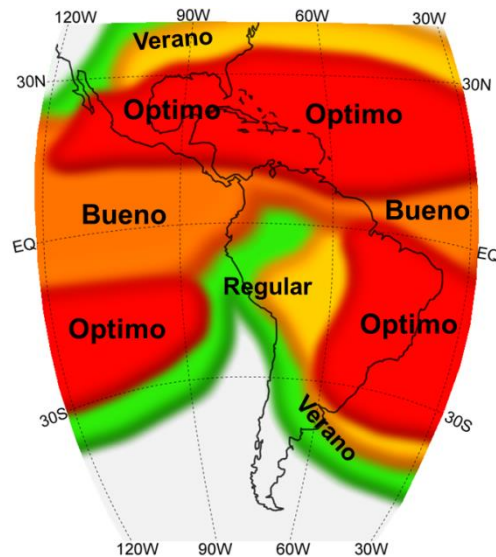


Figura 03. Áreas dónde debería funcionar mejor el GDI. FUENTE: WPC NOAA

2.6.2. Índice K

George (1960), indicó que el Índice K de estabilidad es una medida del potencial de tormenta de una masa de aire. El cual sirve como predictor de tormentas que producen fuertes lluvias con posibilidad de inundaciones, sin embargo no es un buen indicador de la severidad de una tormenta. Cuando hay mucha humedad en niveles medios y existe una fuerte variación de la temperatura con la altura el índice tendrá valores elevados e indicará gran probabilidad de que se produzca una precipitación intensa.

Tabla 2. Probabilidad de tormenta relacionada con los valores del índice K. Para cada intervalo de valores de K tenemos un intervalo de probabilidad de ocurrencia de tormentas. (DeRubertis, 2006).

Valor de K	Probabilidad de tormentas (%)
$K < 15$	0
$15 < K < 20$	20
$21 < K < 25$	20-40
$26 < K < 30$	40-60
$31 < K < 35$	60-80
$36 < K < 40$	80-90
$K > 40$	Cerca de 100

El valor de acuerdo con George (1960) se calcula a partir de las temperaturas en los niveles de 850, 700 y 500 hPa, y los puntos de rocío en los niveles de 850 y 700 hPa.

Cuanto mayor sea la humedad y la diferencia de temperatura entre los niveles de 850 y 500 hPa, mayor será el valor del índice y el potencial de convección.

Cálculo del índice K:

$$K = Td_{850} + (T_{850} - T_{500}) - DD_{700}$$

Dónde: Td_{850} es la temperatura del punto de rocío, T_{850} la temperatura y DD_{700} la depresión del punto de rocío (diferencia entre T y Td); el subíndice indica el nivel en hPa del dato.

Esta expresión es válida para estaciones con elevaciones cercanas al nivel del mar, condición que cumplen todas las seleccionadas (Tabla 2).

Como se mencionó anteriormente valores altos del índice implican alta probabilidad de desarrollo de tormentas. La relación con el porcentaje de probabilidad de tormentas se indica en la

2.6.3. Índice CAPE

Es un método termodinámico para estimar la Energía Potencial Convectiva Disponible y evaluar la estabilidad atmosférica. Además, representa la energía potencial de parcelas de aire que ascienden sobre el nivel de convección libre (LFC); mientras más abajo el LFC, mayor probabilidad de desarrollo. Así mismo, es una manera de evaluar el potencial/riesgo de tiempo severo (WPC, 2016).

Representa la cantidad de energía disponible para forzar una parcela de aire a ascender, como también la cantidad de trabajo que una parcela ejerce en el medio ambiente.

Tabla 3. Valores de CAPE y su potencial de convección

Valor de CAPE	Potencial de Convección
0	Estable
0-1000	Marginalmente Inest.
1000-2500	Moderadamente Inest.
2500-3500	Bien Inestable
3500+	Extremadamente Inest.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Materiales

3.1.1. Área de estudio

El área de estudio comprende, el Océano Pacífico, así como parte de Sudamérica y el territorio peruano por completo, centrándonos en la cuenca del río Rímac, ubicada en la vertiente del Pacífico Sur, la cual comprende regiones de costa y sierra central, con una extensión aproximada de 33981 km² (Monitoreo de la calidad de agua de los ríos Rímac, Chillón y Lurín, SENAMHI, 2010).

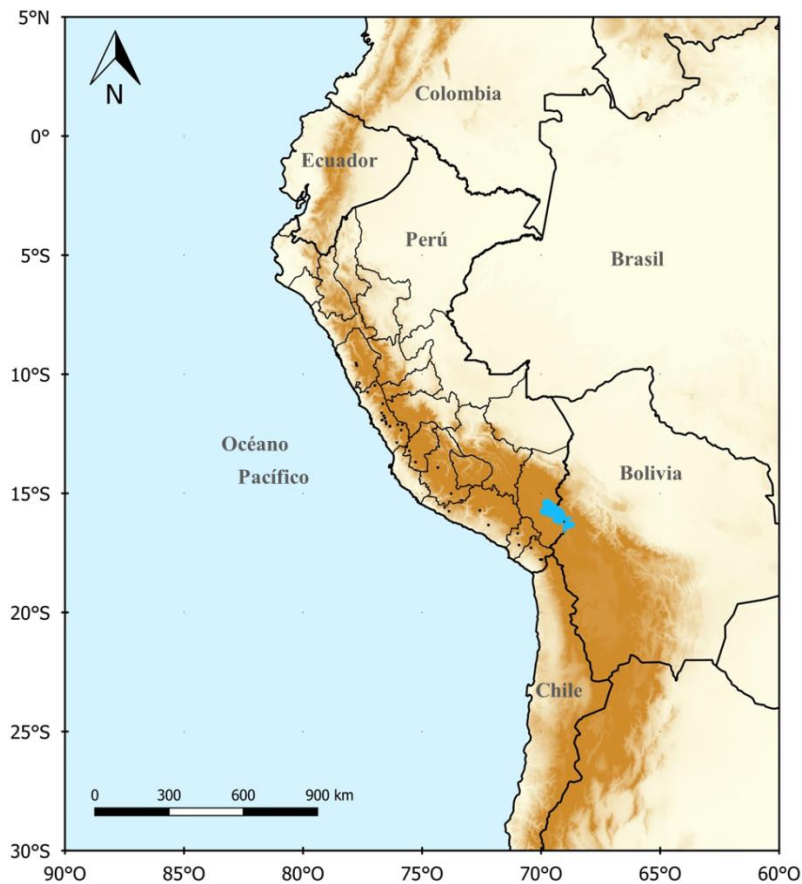


Figura 04. Territorio Peruano y parte de Sudamérica con estaciones meteorológicas representativas en la vertiente occidental de los Andes centro y sur del País, desde Ancash hasta Tacna. FUENTE: Elaboración propia.

3.1.2. Información de estaciones meteorológicas

Se recopiló información de precipitación de las siguientes estaciones:

Tabla 4. Estaciones meteorológicas representativas del área de estudio

	ESTACIÓN	DEPARTAMENTO	ALTITUD	LATITUD	LONGITUD
1	CAJAMARQUILLA	ANCASH	3028	-9.63278	-77.74108
2	CHACCHAN	ANCASH	2285	-9.53547	-77.77558
3	PARIACOTO	ANCASH	1260	-9.53547	-77.77558
4	AMBAR	LIMA	2100	-10.75028	-77.28358
5	ARAHUAY	LIMA	2800	-11.61694	-76.70028
6	CHOSICA	LIMA	906	-11.93000	-76.68972
7	SANTA EULALIA	LIMA	934	-11.91972	-76.66711
8	SANTIAGO DE TUNA	LIMA	2921	-11.98497	-76.52750
9	VILCA	LIMA	3864	-12.11472	-75.82636
10	TANTA	LIMA	4323	-12.11692	-76.01692
11	PIRCA	LIMA	3320	-11.23358	-76.65028
12	ANTIOQUIA	LIMA	1839	-12.08358	-76.50028
13	AUTISHA	LIMA	2305	-11.73808	-76.61111
14	CAJATAMBO	LIMA	3350	-10.46667	-76.98333
15	CARANIA	LIMA	3875	-12.34439	-75.87214
16	PACARAN	LIMA	683	-12.86689	-76.05793
17	SAN LAZARO DE ESCOMARCA	LIMA	3600	-12.18333	-76.35000
18	SAN MATEO DE OTAO	LIMA	3506	-11.84750	-76.56278
19	SAN PEDRO DE HUACARPANA	ICA	3630	-13.04889	-75.64806

Continuación:

20	HUACHOS	HUANCAVELICA	3025	-13.21667	-75.53333
21	TAMBOS	HUANCAVELICA	3144	-13.69167	-75.27417
22	PAUZA	AYACUCHO	2652	-15.28806	-73.35556
23	CORA CORA	AYACUCHO	3200	-15.01139	-73.77917
24	HUANCA SANCOS	AYACUCHO	3440	-13.91694	-74.33361
25	CHAPARRA	AREQUIPA	1033	-15.75028	-73.86694
26	PAMPA DE MAJES	AREQUIPA	1434	-16.32778	-72.21081
27	PAMPACOLCA	AREQUIPA	2950	-15.71417	-72.56747
28	MOQUEGUA	MOQUEGUA	1450	-17.16917	-70.93167
29	OMATE	MOQUEGUA	2080	-16.67722	-70.98250
30	PALCA	TACNA	2953	-17.77917	-69.96583
31	TARATA	TACNA	3440	-17.77917	-70.03389
32	CAIRANI	TACNA	3920	-17.28806	-70.42222
33	PAMPA UMALZO	TACNA	4609	-16.87500	-70.42361

FUENTE: SENAMHI

Así mismo, vamos a emplear meteorogramas de precipitación para las estaciones con las que vamos a trabajar a lo largo de la vertiente occidental de los Andes, para las fechas correspondientes.

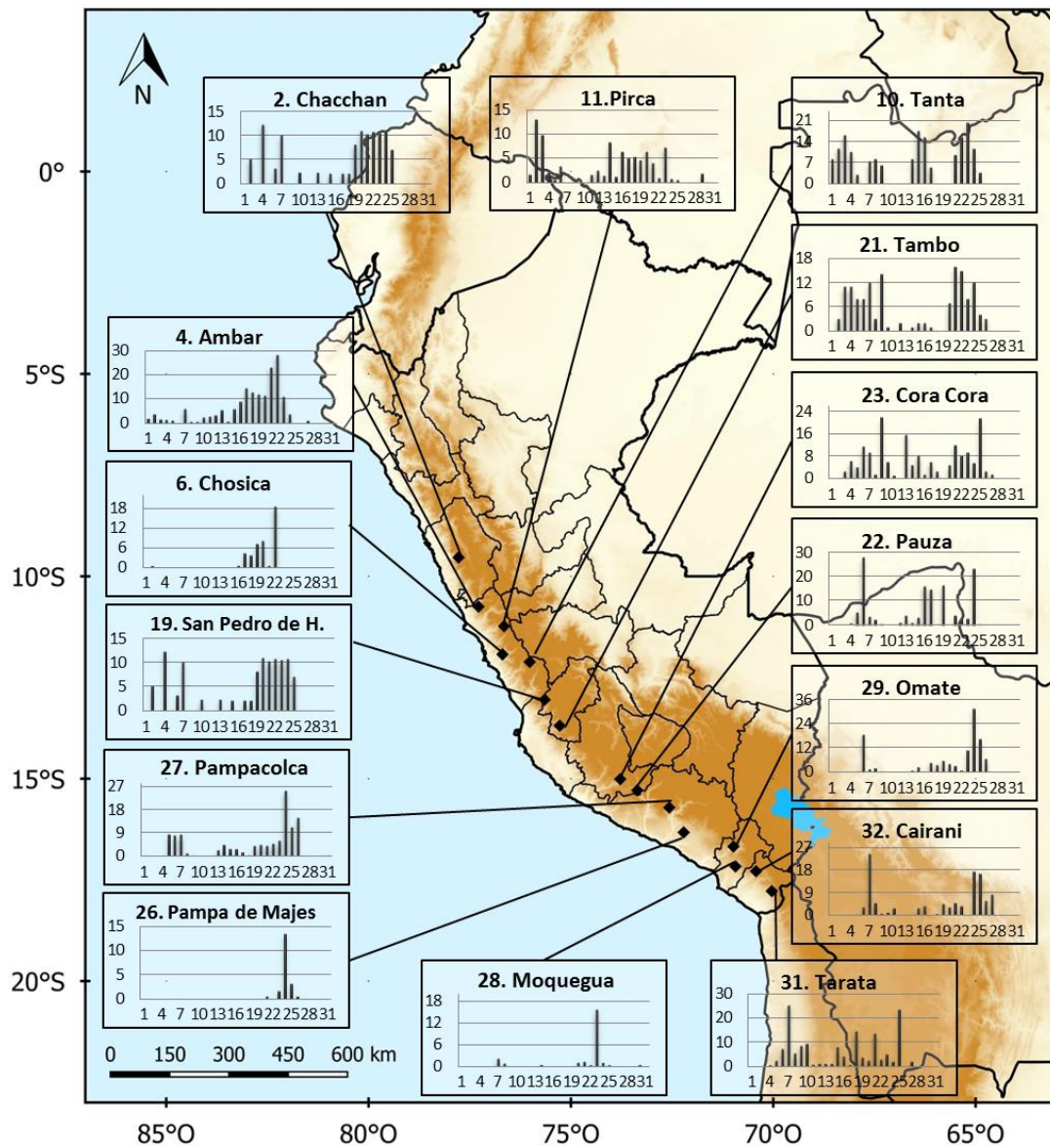


Figura 05. En este mapa se muestra las estaciones meteorológicas en sierra central y sur del Perú de la vertiente occidental de los Andes, con sus meteorogramas de precipitación diaria respectivamente, para el mes de Marzo del 2015.

FUENTE: Elaboración propia.

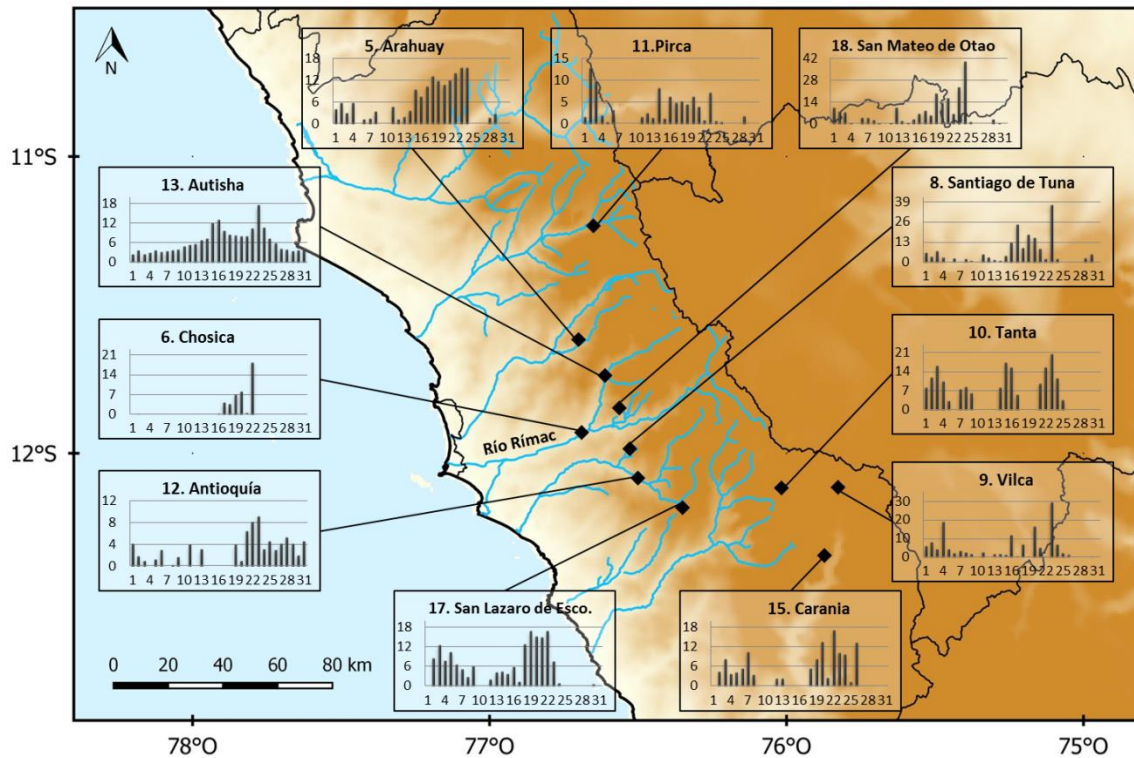


Figura 06. En este mapa se muestra la sierra central del Perú en la vertiente occidental de los Andes, centrándonos en la cuenca el río Rímac. También se presentan las estaciones meteorológicas representativas, con sus meteorogramas de precipitación diaria respectivamente, para el mes de Marzo del 2015.

FUENTE: Elaboración propia

3.1.3. Data

Se utilizarán los datos del modelo GFS (Global Forecast System) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés). Este modelo presenta una resolución espacial de 1° X 1°, una resolución temporal de 06 horas y 26 niveles isobáricos (1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa). La información comprende datos del 18 al 23 de marzo del 2015.

También se trabajará con las salidas del reanálisis atmosférico global ERA-Interim, el cual presenta un sistema de asimilación de datos que se basa en una versión de 2006 del

IFS (Cy31r2). El sistema incluye un análisis variacional en 4 dimensiones (4D-Var) con una ventana de análisis de 12 horas. La resolución espacial del conjunto de datos es de aproximadamente 80 km (T255 espectral) en 60 niveles verticales desde la superficie hasta 0.1 hPa. Así mismo, los datos ERA-Interim se pueden descargar desde la interfaz web del ECMWF Public Datasets o desde MARS.

Para el análisis de las precipitaciones registradas durante el evento (23 de marzo como día D), se utilizarán datos de precipitación acumulada diaria (24 horas) de 11 estaciones meteorológicas convencionales y automáticas pertenecientes a la red nacional de SENAMHI-Perú. De estas, se mostrarán los meteorogramas de aquellas que presenten un comportamiento más significativo y su análisis estadístico de acuerdo a sus percentiles.

3.2. Método

3.2.1. Metodología para cumplir el objetivo principal

Los patrones de circulación sinóptica involucrados se identificarán evaluando las condiciones del tiempo en el océano Pacífico con ayuda de variables como presión atmosférica a nivel mar, altura geopotencial en niveles medios 500 hPa, corriente en chorro en niveles altos, entre otras, así como, imágenes satelitales que nos permitan realizar el análisis a esta escala y explicar el origen de estas lluvias extraordinarias.

3.2.2. Metodología para cumplir el primer objetivo específico

a. Método del embudo (de la dinámica básica)

Para el estudio de este evento se hará uso del método de pronóstico: Método Del Embudo, establecido por la NOAA para describir principios dinámicos básicos de pronóstico del tiempo, el cual evalúa la inestabilidad de una capa, la dinámica de altura y nivel medio, sistemas de superficie, disponibilidad de humedad y disparadores de convección para luego generar un pronóstico cuantitativo de precipitación y analizar objetivamente los casos de estudio de interés (WPC, 2015).

Así mismo, este método presenta un procedimiento que a continuación se describe:

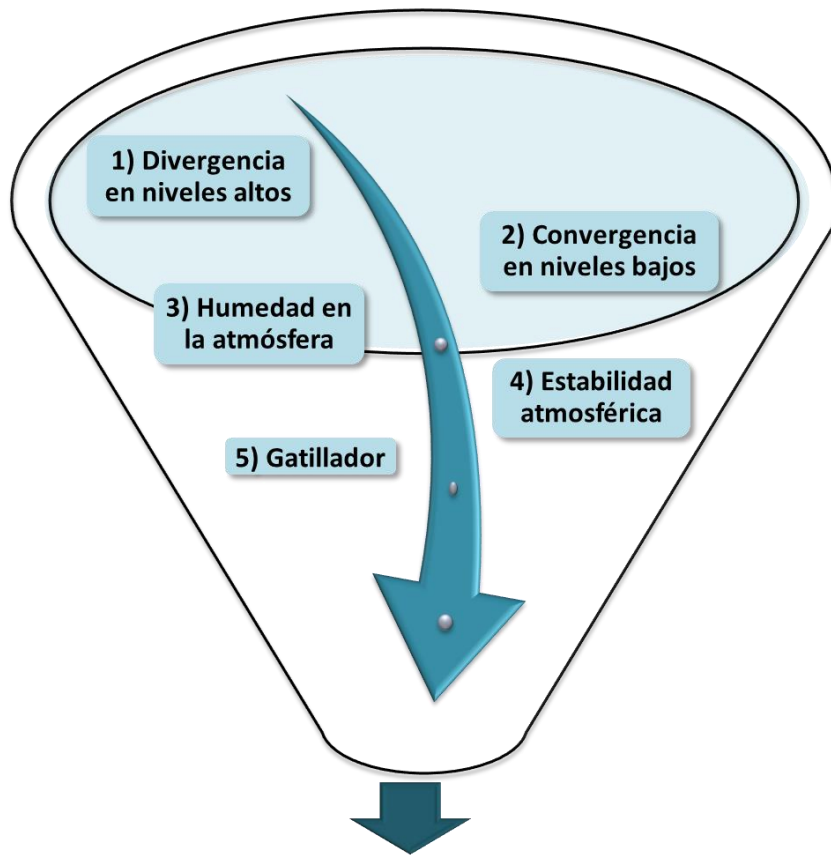


Figura 07. Esquema método del embudo (de la dinámica básica).

FUENTE: Elaboración propia

i. Análisis de la divergencia niveles altos (NA).

En este punto se analiza la variable divergencia en niveles altos de la atmósfera, con el objetivo de identificar regiones que favorezcan el desarrollo de sistemas convectivos a lo largo de la vertiente occidental de los Andes peruanos.

ii. Análisis convergencia niveles bajos (NB).

Así mismo, para el análisis de convergencia se ha evaluada la convergencia en niveles bajos de la atmósfera, con el objetivo de identificar regiones que favorezcan el desarrollo de sistemas convectivos a lo largo de la vertiente occidental de los Andes peruanos.

iii. Análisis de la humedad atmosférica: PWAT, HR, TSM

Para este punto se consideraron tres variables que contribuyan con el contenido de humedad en la capa atmosférica, considerando el agua precipitable en toda la columna atmosférica (PWAT), la humedad relativa en el Pacífico oriental y en continente sobre la cordillera de los Andes empleando cortes verticales. Finalmente, otra variable muy importante como indicador de alto contenido de humedad es la temperatura superficial del mar (TSM), la cual aporta un alto contenido de humedad a la atmósfera cuando se presentan condiciones cálidas (anomalías positivas).

iv. Determinar la estabilidad de la atmósfera: GDI, K, CAPE

Para determinar la estabilidad de la atmósfera, se calcularán índices que nos indiquen el potencial de desarrollo de tiempo severo y que se consideran representativos del medio ambiente a escala sinóptica. En este estudio utilizaremos los índice de estabilidad GDI, K y CAPE como variable para evaluar posibles cambios en el potencial de tiempo severo.

v. Gatillador: flujos de superficie, ciclo diurno (brisa)

En este punto se evaluará el flujo de vientos en niveles bajos, en el que se consideró el promedio de la variable en los niveles de 1000 hPa, 925 hPa y 850 hPa, en el que observaremos el comportamiento del viento antes, durante y después de los días del evento a una escala sinóptica. Así mismo, el ciclo diurno (brisa de mar) se analizará con diagramas de rosa de viento, los cuales nos indican la dirección de donde provienen los flujos de viento para las estaciones seleccionadas a lo largo de la costa centro y sur del país, durante los días del evento.

b. Precipitación marzo 2015 vs precipitación marzo climatológica.

Realizaremos una comparación entre la precipitación climatológica y la precipitación que se registró durante el mes de marzo del 2015 para estaciones representativas de la vertiente occidental de los Andes, que presentaron valores anómalos durante los días del evento. Por otro lado, se clasificarán los días lluviosos en base a sus umbrales de precipitación extremas diarias (Alfaro, L. 2014), presentando las siguientes categorías:

Tabla 5. Caracterización de extremos de precipitación

Umbral de precipitación ⁹	Caracterización de lluvias extremas
RR/día > 99p	Extremadamente lluvioso
95p <RR/día ≤99p	Muy lluvioso
90p <RR/día ≤95p	Lluvioso
75p <RR/día ≤90p	Moderadamente lluvioso

FUENTE: SENAMHI

Tabla 6. Percentiles de precipitación (mm) de estaciones representativas

DEPARTAMENTO	ESTACION	P75	P90	P95	P99
ANCASH	CAJAMARQUILLA	11.6	18.0	21.2	25.0
ANCASH	CHACCHAN	6.2	9.4	11.6	19.4
ANCASH	PARIACOTO	3.7	8.7	12.3	32.2
LIMA	ANTIOQUIA	3.2	6.4	10.2	20.0
LIMA	ARAHUAY	6.9	10.2	12.7	19.8
LIMA	AUTISHA	4.4	8.4	10.7	15.6
LIMA	CAJATAMBO	8.2	12.2	15.0	20.2
LIMA	CARANIA	8.9	12.7	15.3	19.3
LIMA	CHOSICA	2.0	3.2	4.3	6.0
LIMA	PACARAN	2.0	3.3	4.4	5.6
LIMA	PIRCA	9.4	13.3	14.7	19.1
LIMA	SAN LORENZO DE ESCOMARCA	8.0	13.0	17.1	27.5
LIMA	SANTA EULALIA	3.6	7.0	10.0	18.1
LIMA	SANTIAGO DE TUNA	8.4	14.7	21.9	36.5

Continuación:

LIMA	TANTA	10.6	15.2	18.7	25.2
LIMA	VILCA	10.2	16.8	20.5	31.4
HUANCAVELICA	HUACHOS	9.0	13.0	16.5	21.9
HUANCAVELICA	TAMBO	10.0	14.6	18.0	27.4
AYACUCHO	PAUZA	9.4	15.6	20.9	38.5
AYACUCHO	CORACORA	9.0	14.8	18.0	28.0
AREQUIPA	PAMPA DE MAJES	1.1	2.8	5.5	10.5
AREQUIPA	PAMPACOLCA	7.2	12.5	18.1	27.5
MOQUEGUA	MOQUEGUA	4.0	9.3	9.8	21.1
MOQUEGUA	OMATE	4.3	8.1	11.2	18.7
TACNA	CAIRANI	3.8	7.9	10.8	17.9
TACNA	PALCA	4.0	6.0	7.4	12.3
TACNA	PAMPA UMALZO	6.7	10.3	13.5	85.0
TACNA	TARATA	6.1	10.4	13.0	18.7

FUENTE: SENAMHI

3.2.3. Metodología para cumplir el segundo objetivo específico

A partir de la verificación de la data de precipitación y análisis sinóptico con las salidas de los modelos GFS y ERA, se planteará un modelo que describa y explique las causas de lo sucedido antes y durante el evento, identificando los patrones y condiciones océano-atmosféricas en los diferentes niveles de la columna atmosférica.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Análisis y diagnóstico previo y durante el evento de precipitaciones

4.1.1. Precipitación mensual y su climatológica

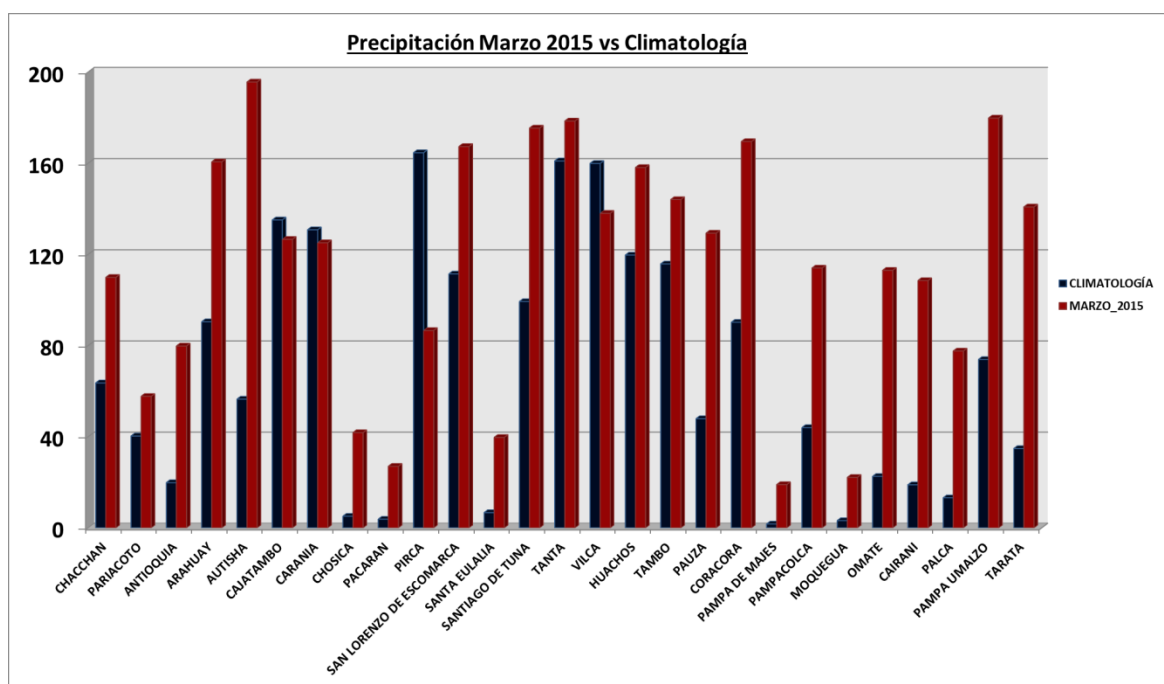


Figura 08. Precipitación (mm) para el mes de marzo del 2015. FUENTE: Elaboración propia

Como se observa en el gráfico de barras (figura 08), solo 4 estaciones (Cajatambo, Carania, Pirca y Vilca) durante el mes del marzo del 2015 registraron un valor de precipitación por debajo de su climatología para el mes de marzo, mientras que la mayoría de estaciones presentaron valores que superan el dato climatológico, considerándose un evento importante de lluvias para la vertiente occidental centro y sur del país, que se analizarán sus percentiles más adelante.

Por otro lado en la figura 09, analizando el comportamiento diario de la precipitación para estas estaciones, se observó claramente picos máximos (hasta más de 35mm el 23/03)

durante los días del evento (entre el 21 y 26 de marzo), lo cual obedece al desarrollo de sistemas convectivos y condiciones de mal tiempo durante estos días. Sin embargo, también se puede observar que durante los primeros días del mes (entre el 03 y 08 de marzo) se registraron valores moderados de precipitación, lo cual está asociado a precipitaciones de moderada intensidad que se registraron para estos días, y que el SENAMHI pronosticó emitiendo un aviso de lluvias (Anexo 3).

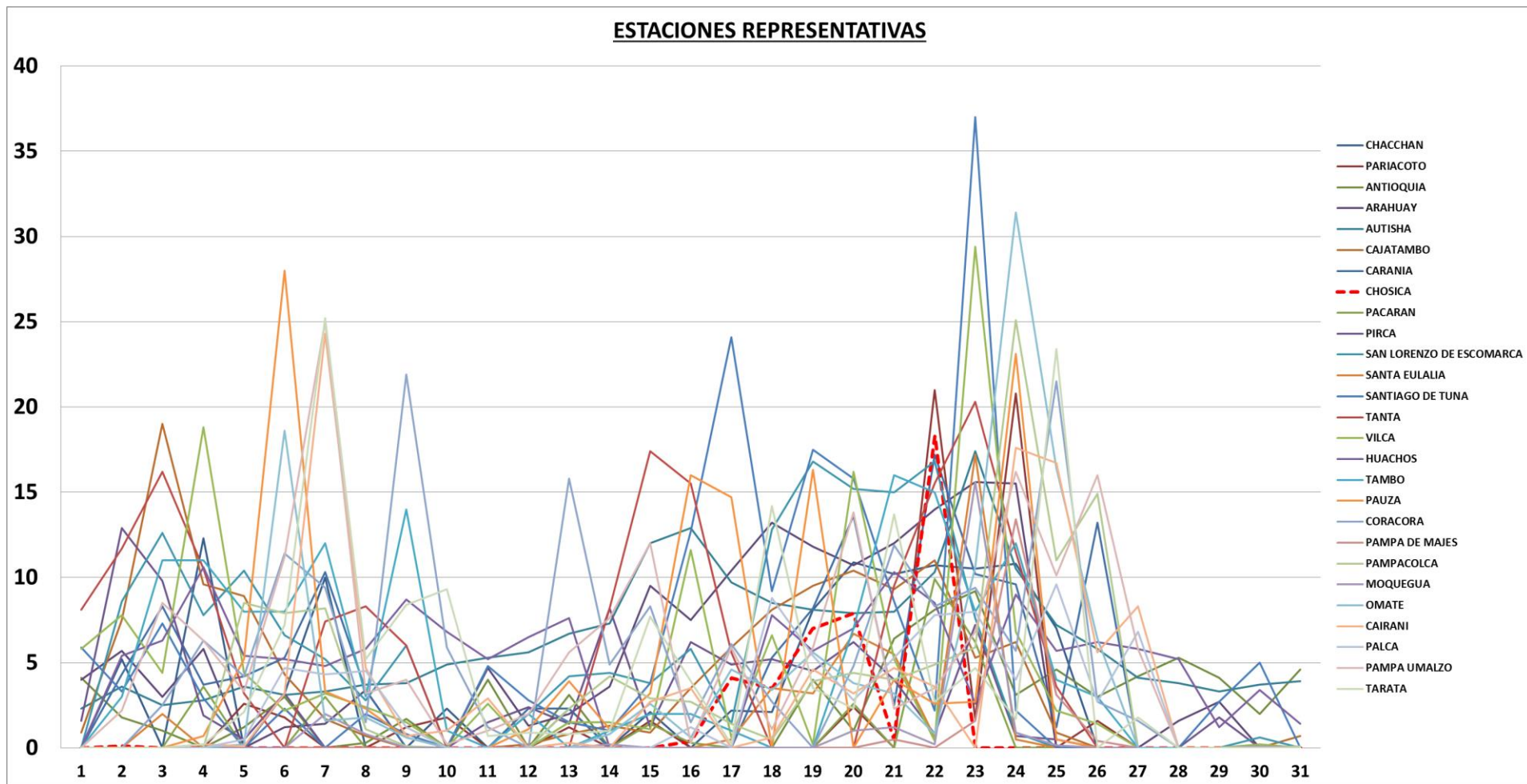


Figura 09. Precipitación (mm) para el mes de marzo del 2015

4.1.2. Desarrollo estadístico.

Clasificación de las precipitaciones diarias

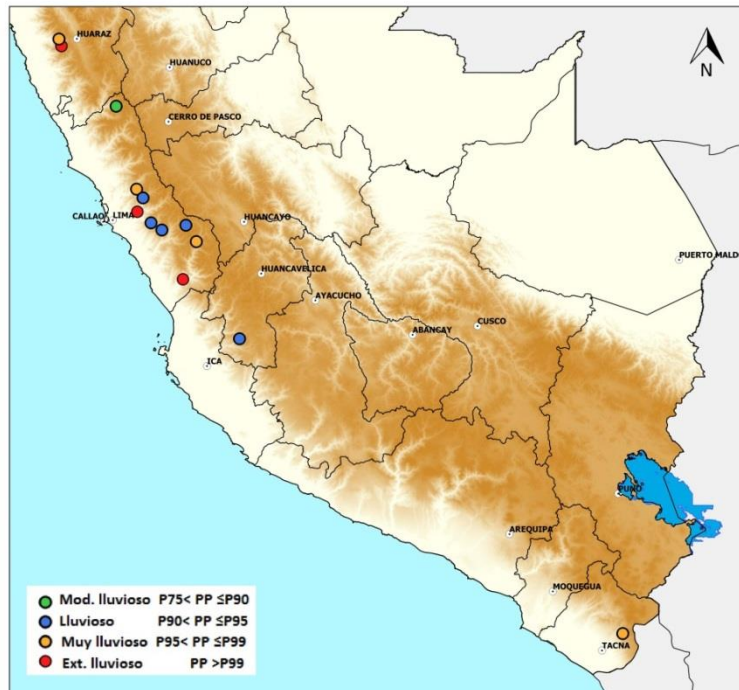


Figura 10. Mapa de caracterización de precipitación 22 de marzo

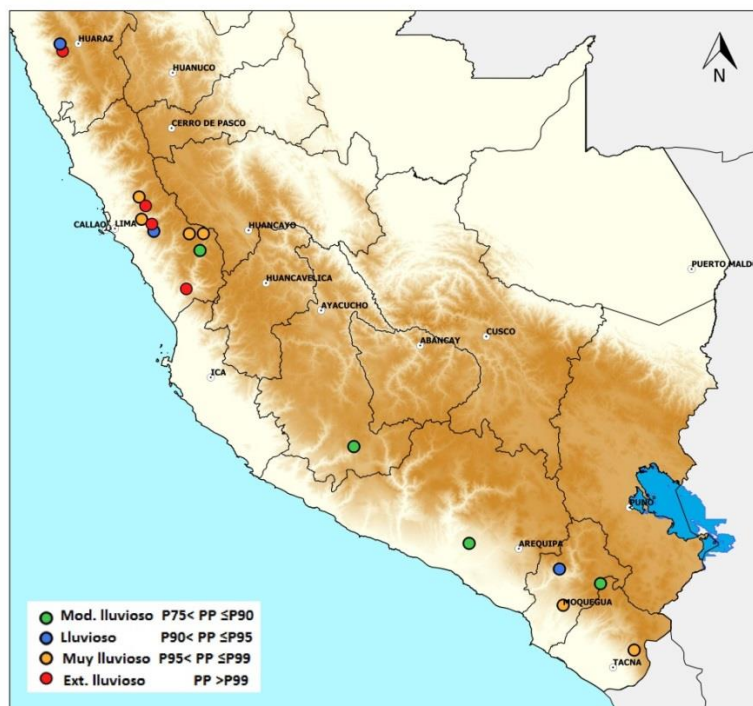


Figura 11. Mapa de caracterización de precipitación 23 de marzo

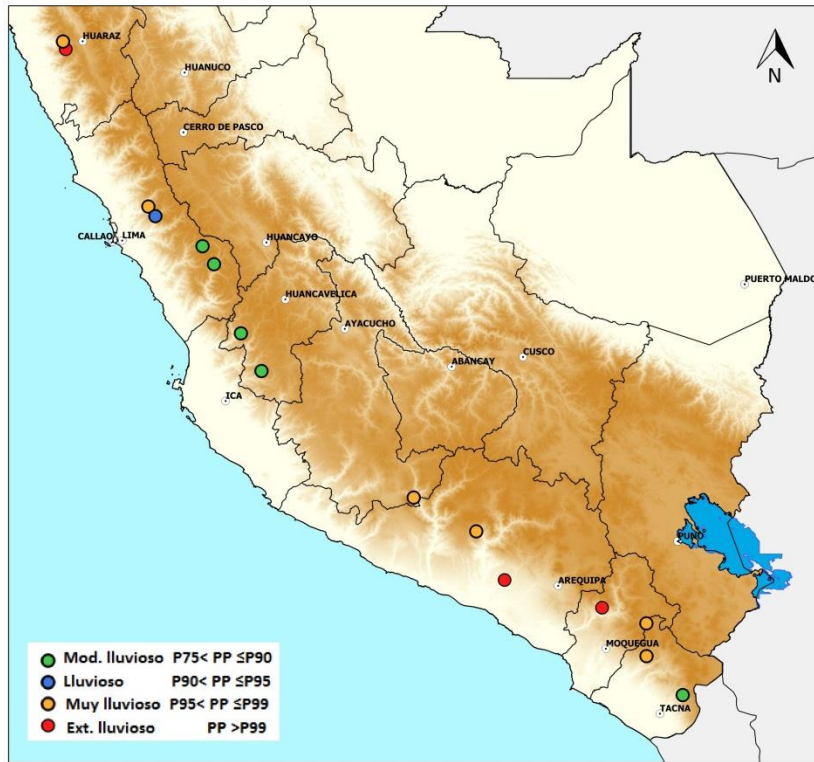


Figura 12. Mapa de caracterización de precipitación 24 de marzo

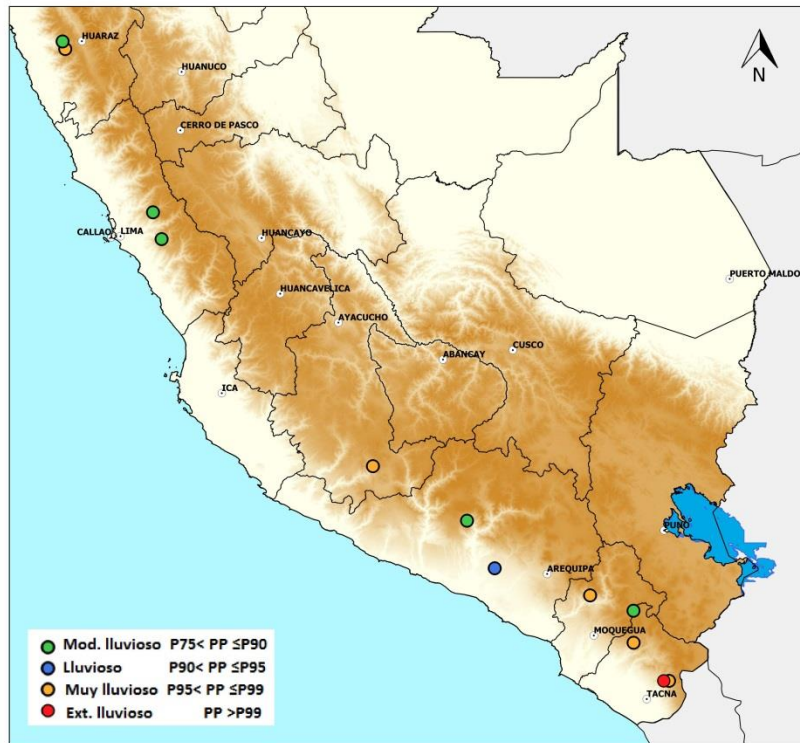


Figura 13. Mapa de caracterización de precipitación 25 de marzo

Como se observa en la Figura 10, el día 22/03 estaciones en Ancash y Lima, registraron precipitaciones con valores por encima de su percentil 99 (puntos rojos), considerándose un día extremadamente lluvioso (Tabla 05), entre otras estaciones que registraron valores por encima de sus percentiles 75, 90 y 95. De igual manera, para día 23/03, Lima y Ancash volvieron a registrar acumulados por encima de su percentil 99, pero a diferencia del día anterior, también se registraron valores importantes en la región sur, como se observa en la figura 11. Ya para el día 24/04, sería las estaciones del sur, quienes registrarían días extremadamente lluviosos entre Arequipa y Moquegua (Figura 12), para finalmente el día 25/03, solo el departamento de Tacna registró valor por encima de su percentil 99 (Figura 13). Como se puede apreciar, las lluvias más intensas se fueron desplazando hacia el sur durante los días de análisis, esto indicado por el incremento de sus valores registrados y comparados con sus respectivos percentiles.

Cabe mencionar que el evento ocurrido fue de gran magnitud, impactando no solamente en la sierra centro y sur del país, sino también en la región norte de Chile, presentando lluvias extraordinarias en la zona más seca del planeta (desierto de Atacama) en los días posteriores (25/03, 26/03) al evento en Perú.

4.2. Análisis de la divergencia en niveles altos (NA)

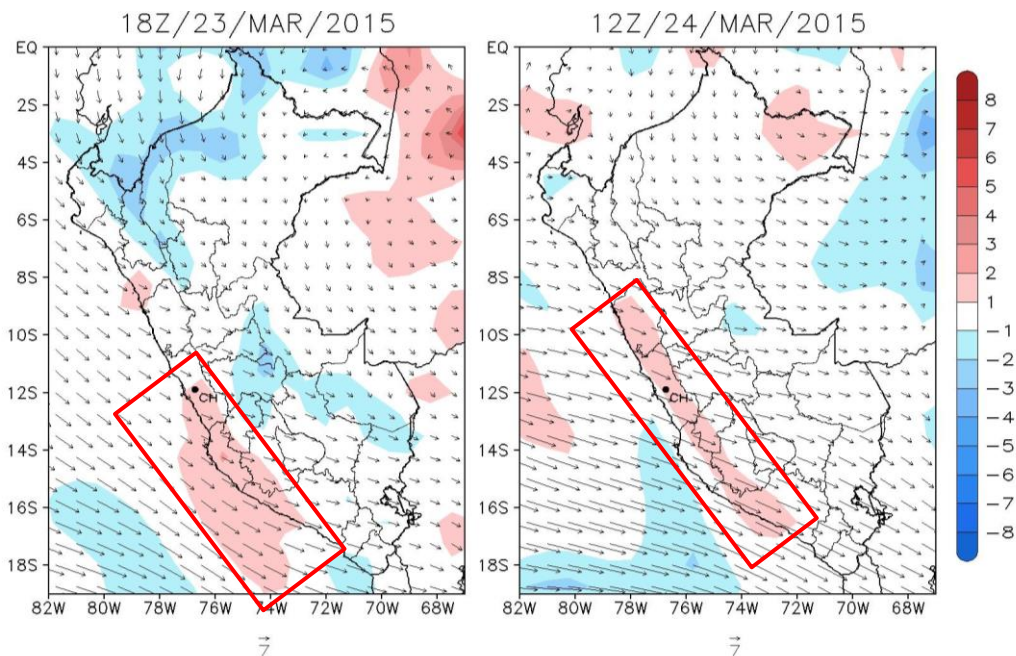


Figura 14. Divergencia (rojo) y Convergencia (azul) $\times 10^{-5} \text{ (s}^{-1}\text{)}$ (shaded) y Viento (vector) en 200 hPa

De acuerdo con las salidas del modelo europeo Era Interim (figura 14), los días 23 y 24 de marzo a las 18:00Z (01:00 pm, hora peruana) y 12:00Z (07:00 am, hora peruana), se presentó divergencia en niveles altos (200hPa) en la vertiente occidental de los Andes centrales y sur. Para el día 23/03, se observa que la variable se posiciona desde el centro del departamento de Lima (Chosica como referencia), hacia el sur del país, abarcando Ica, Apurímac, Ayacucho y Arequipa, con un valor entre 1×10^{-5} y 2×10^{-5} (s^{-1}). Así mismo, para el día 24/03 el comportamiento de esta variable se muestra con mayor claridad, abarcando una mayor área sobre la vertiente occidental centro y sur de los Andes, desde el departamento de Ancash hasta Arequipa, presentando valores entre 1×10^{-5} y 2×10^{-5} (s^{-1}). Por otro lado, el comportamiento del vector viento en esas regiones de divergencia sobre la vertiente occidental centro y sur para ambos días, es difluente por magnitud (área roja), ya que se observa un incremento de esta variable para las zonas mencionadas, apoyando en la divergencia.

4.3. Análisis convergencia niveles bajos (NB)

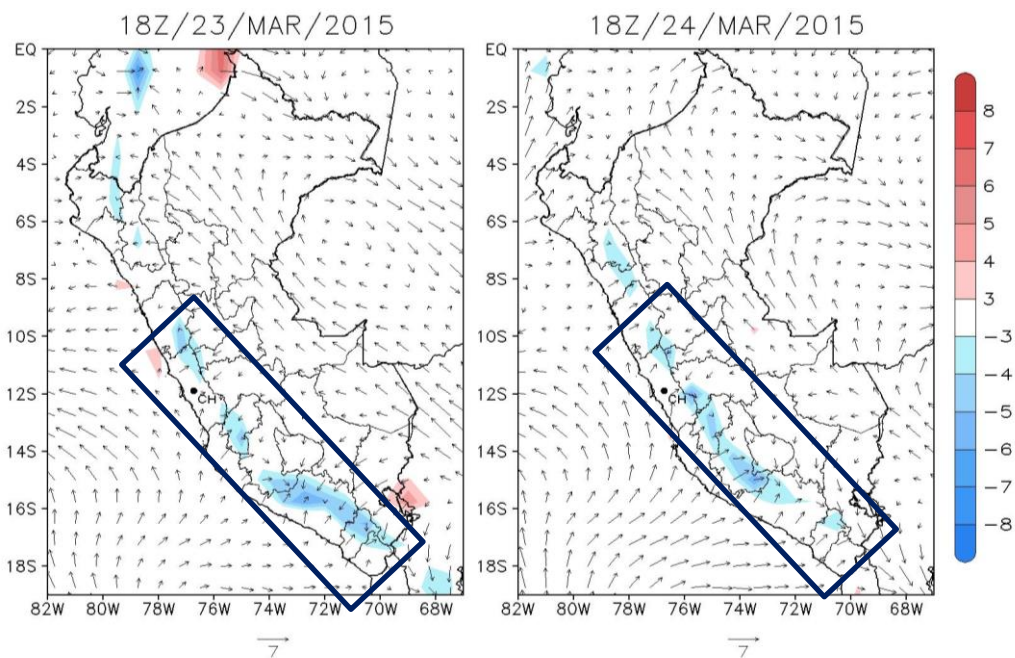


Figura 15. Divergencia (rojo) y Convergencia (azul) $\times 10^{-5}$ (s^{-1}) (shaded) y Viento (vector) en 925 hPa

De acuerdo con las salidas del modelo europeo Era Interim (figura 15), los días 23 y 24 de marzo a las 18:00Z (01:00 pm, hora peruana), se presentó convergencia en niveles

bajos (925hPa) en la vertiente occidental de los Andes centrales y sur. Para el día 23/03, se observa que la variable se posiciona desde el sur de Ancash, hacia el sur del país, abarcando Lima, Apurímac, Ayacucho, Arequipa, Moquegua y Tacna, con un valor entre -3×10^{-5} y -5×10^{-5} (s^{-1}). Así mismo, para el día 24/03 el comportamiento de esta variable es similar al día previo, abarcando un área sobre la vertiente occidental norte, centro y sur de los Andes, desde el departamento de Cajamarca hasta Moquegua, presentando valores entre -3×10^{-5} y -5×10^{-5} (s^{-1}). Por otro lado, el comportamiento del vector viento en esas regiones de divergencia sobre la vertiente occidental norte, centro y sur para ambos días, es confluyente por dirección (área azul), ya que se observa el encuentro de los vectores de esta variable para las zonas mencionadas, apoyando en la convergencia.

4.4. Análisis de la humedad atmosférica: PWAT, HR, TSM

4.4.1. Agua Precipitable

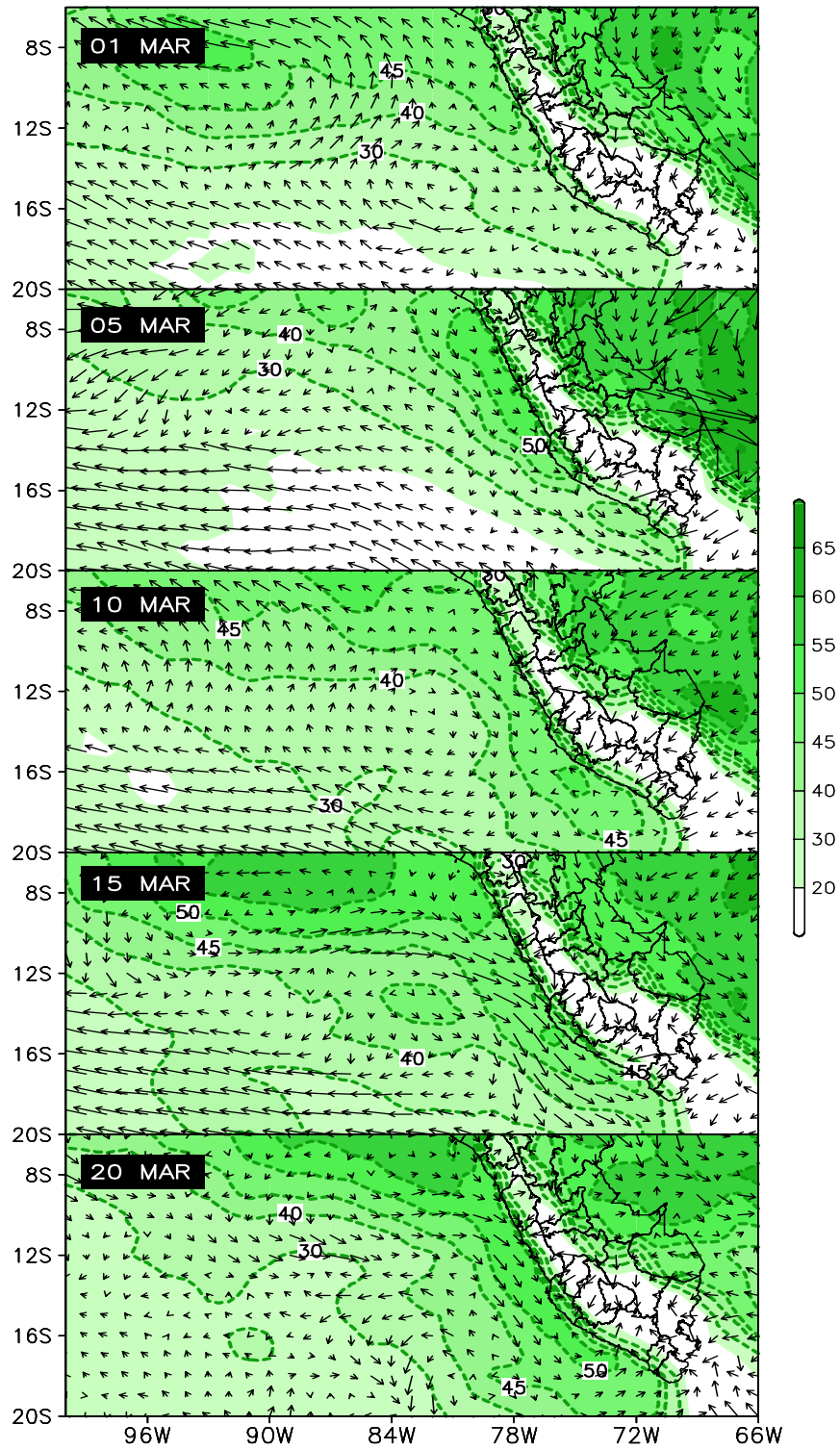


Figura 16. Agua Precipitable (verde) Kg/m² (shaded) en toda la capa y Viento (vector) en 850 hPa del 01/03 al 20/03.

Continuación:

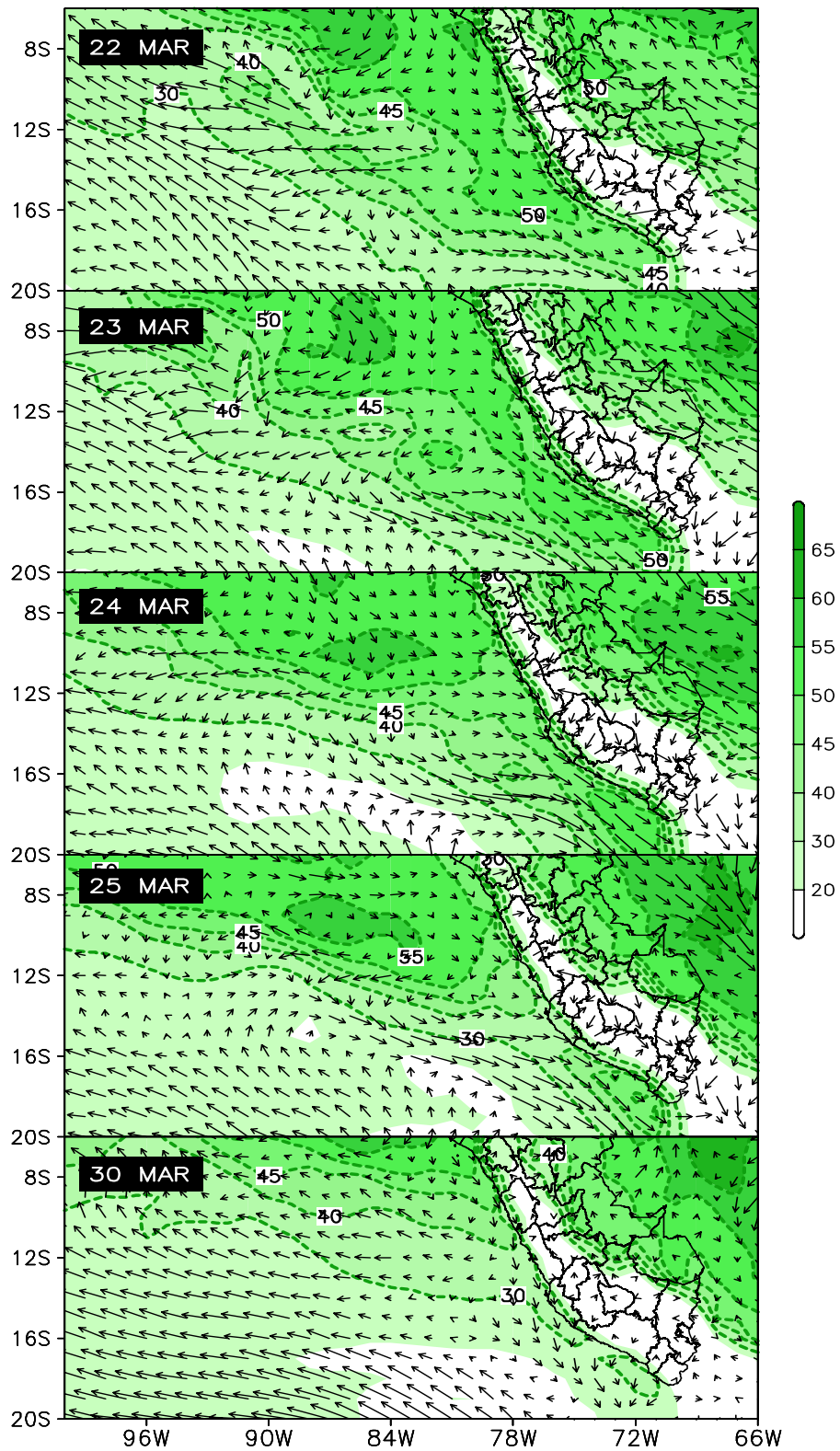


Figura 17. Agua Precipitable (verde) Kg/m² (shaded) en toda la capa y Viento (vector) en 850 hPa del 22/03 al 30/03.

La variable agua precipitable presentó un comportamiento gradual en magnitud a lo largo del mes de marzo y un ingreso de noroeste a sureste, sobre la zona costera del territorio peruano. Como se observa en la figura 5 a principios del mes (01/03) entre el pacífico oriental y la vertiente occidental, el contenido de humedad presentó sus mayores valores (45 Kg/ m^2), alcanzando la costa norte del departamento de Lima, valores de 40 Kg/ m^2 hasta el sur de Lima y de 30 Kg/ m^2 hasta Tacna. Para el día 05/03, se muestra el ingreso de humedad con valores de 50 Kg/ m^2 hasta el departamento de Lima, sin embargo, para el día 10/03, gran parte de la costa presenta valores de 45 Kg/ m^2 nuevamente. Hacia el día 15/03 se observa un núcleo de humedad de 55 Kg/ m^2 , frente a la costa norte, el cual ingresa el día 20/03 hasta el norte de La Libertad. Durante los días del evento (22/03 y 23/03) los valores de agua precipitable, alcanzaron los 50 Kg/ m^2 , a lo largo de la toda la costa, mientras que para los siguientes días, hasta finalizar el mes, la humedad disminuye gradualmente en la costa, presentando valores de hasta 20 Kg/ m^2 (figura 16)

En cuanto al comportamiento del viento en 850 hPa, como se observa en la figura 5, durante los primeros días (01/03-05/03) hasta el 10/03, no tienen una trayectoria definida sobre la costa peruana, mientras que para el 15/03 se observó el ingreso de flujos del norte y noroeste principalmente, a lo largo de la costa centro y sur, lo cuales no son paralelos a la costa, sino que ingresan con cierto ángulo hacia el territorio, favoreciendo en la convección (desarrollo de sistemas convectivos). Por lo que, para el día 20/03, este flujo de viento persistía, advectando contenido de humedad, en dirección noroeste a sureste. Este comportamiento se mantuvo durante los días del evento (22/03 y 23/03) apoyando la inestabilidad sobre el área mencionada (figura 17). Cabe mencionar que entre los días 24/03 y 30/03, se observó la intensificación de flujos de vientos del noroeste sobre la costa centro y sur, pero de manera paralela, lo cual desintensificaría la convección en niveles bajos.

4.4.2. Humedad Relativa

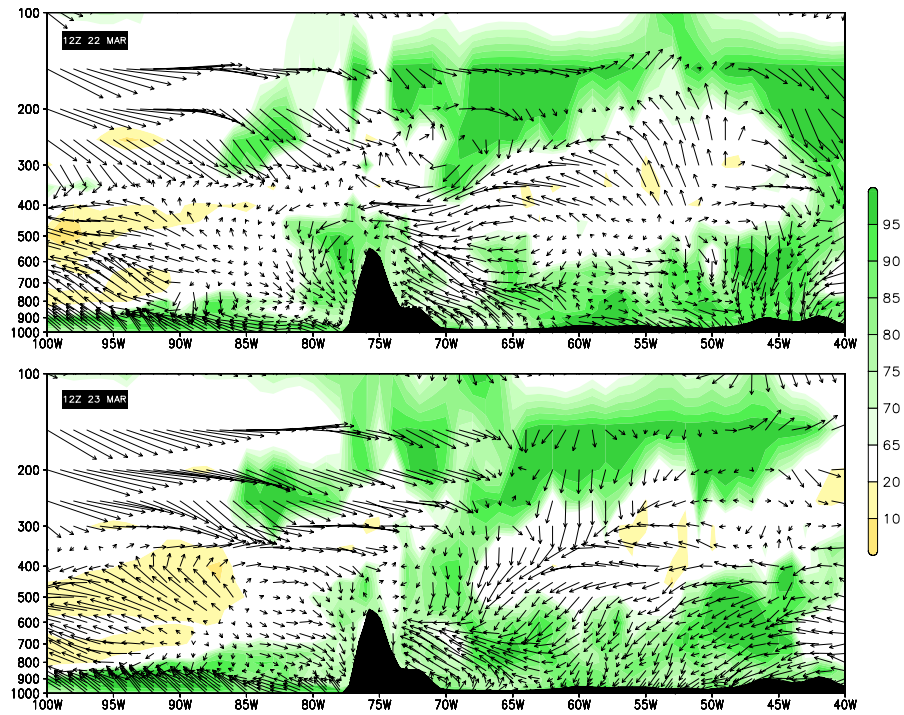


Figura 18. Corte vertical latitudinal en 12°S de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).

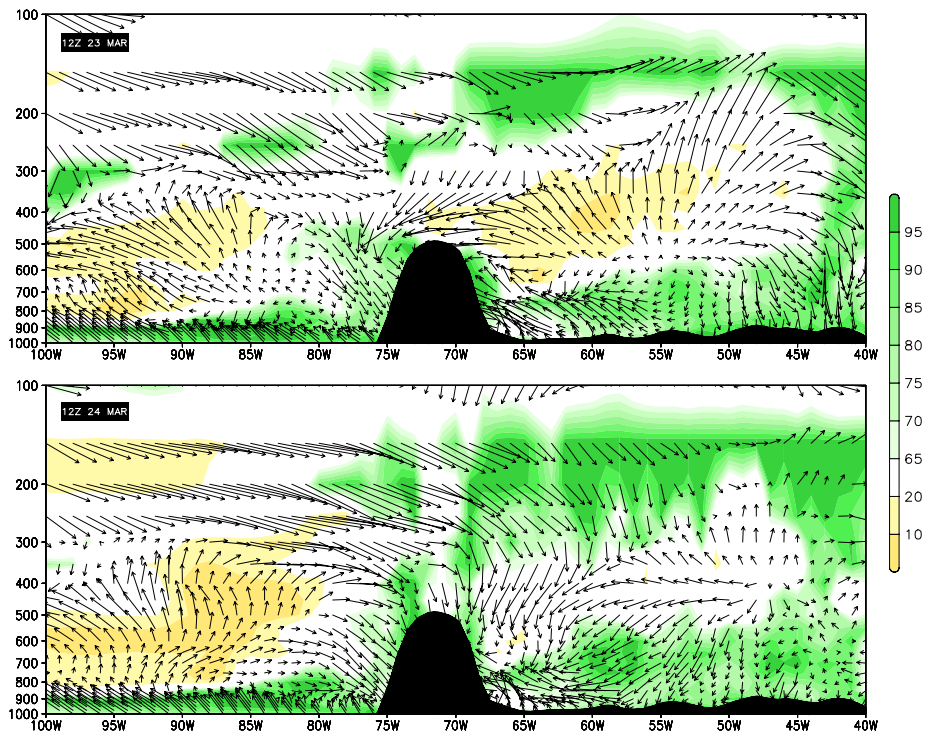


Figura 19. Corte vertical latitudinal en 15°S de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).

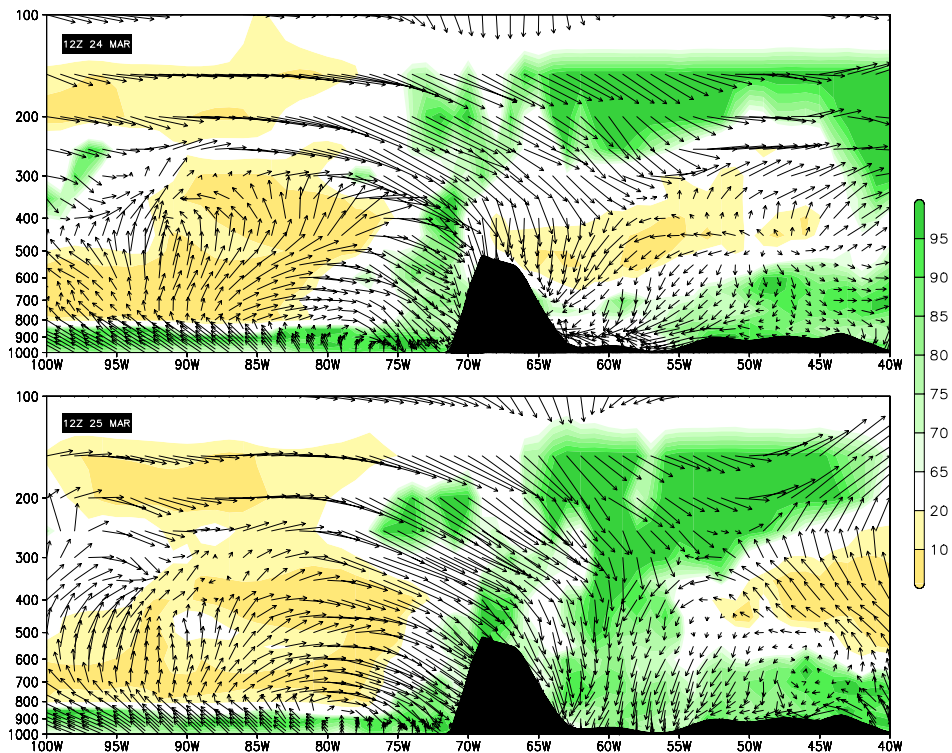


Figura 20. Corte vertical latitudinal en 18°S de humedad relativa por ciento (shaded) y Viento (vector).

Analizando el comportamiento de la humedad relativa sobre la cordillera en una latitud de 12°S (Estación Chosica-Lima, como referencia), se observó el ingreso de flujos de viento del este, los cuales se desplazan sobre cordillera adveccionando humedad hacia la vertiente occidental durante los días 22 y 23 de marzo, alcanzando hasta valores de 95 por ciento en la columna vertical hasta niveles medios en promedio (500 hPa). Así mismo, del lado oeste de la cordillera se observa un flujo de viento proveniente noroeste, los cuales estarían apoyando la inestabilidad atmosférica sobre la vertiente occidental de los Andes para este punto, como se observa en la figura 18.

Para el caso del análisis del comportamiento de la humedad relativa sobre la cordillera en una latitud de 15°S (Estación Cora Cora-Ayacucho, como referencia), se observó el ingreso de flujos de viento del este, los cuales se desplazan sobre cordillera adveccionando humedad hacia la vertiente occidental durante los días 23 y 24 de marzo, alcanzando hasta valores de 95 por ciento en la columna vertical hasta niveles medios en promedio (500 hPa), sin embargo esta masa húmeda es ligeramente menor en volumen respecto a la latitud analizada anteriormente, pero de mucha importancia por igual. Así mismo, del

lado oeste de la cordillera se observa un flujo de viento proveniente noroeste, los cuales estarían apoyando la inestabilidad atmosférica sobre la vertiente occidental de los Andes para este punto, como se observa en la figura 19.

Finalmente, en el análisis el comportamiento de la humedad relativa sobre la cordillera en una latitud de 18°S (Estación Tarata-Tacna, como referencia), se observó el ingreso de flujos de viento del este, los cuales se desplazan sobre cordillera advectando humedad hacia la vertiente occidental durante los días 24 y 25 de marzo, alcanzando hasta valores de 95 por ciento en la columna vertical hasta niveles medios en promedio (500 hPa), pero su volumen continúa disminuyendo respecto a la latitud analizada anteriormente. Así mismo, del lado oeste de la cordillera se observa un flujo de viento proveniente noroeste, los cuales estarían apoyando la inestabilidad atmosférica sobre la vertiente occidental de los Andes para este punto, como se observa en la figura 20.

Cabe mencionar que hacia el pacífico oriental se observa una masa seca con valores por debajo de 20 por ciento de humedad relativa, la cual abarca un área que aumenta de norte a sur (de 12°S a 18°S) incrementando su volumen como se observa en las figuras 7, 8 y 9. Así, para los días 22 y 23 de marzo en la latitud 12°S se muestra hasta los 90°W, y por debajo de los 400 hPa, mientras que para los días 23 y 24 de marzo, esta masa ingresa hasta los 80°W y por debajo de los 300 hPa, finalmente los para los días 24 y 25 de marzo, esta masa seca ocupa gran parte de la columna vertical y llega hasta los 75°W, lo cual nos explica claramente el comportamiento del fenómeno “inversión de los alisios”, en el que mientras más cerca se encuentre del APSO (Región Subtropical), la convección y contenido de humedad disminuyen; mientras más cerca del Ecuador se encuentre (Zona Tropical), la convección y contenido de humedad aumenta. Lo cual también se demuestra en la inversión térmica en el nivel aproximado de 850, donde se observa el límite entre la masa seca en la parte superior y la masa húmeda en la parte inferior de la inversión.

4.4.3. Temperatura Superficial del Mar

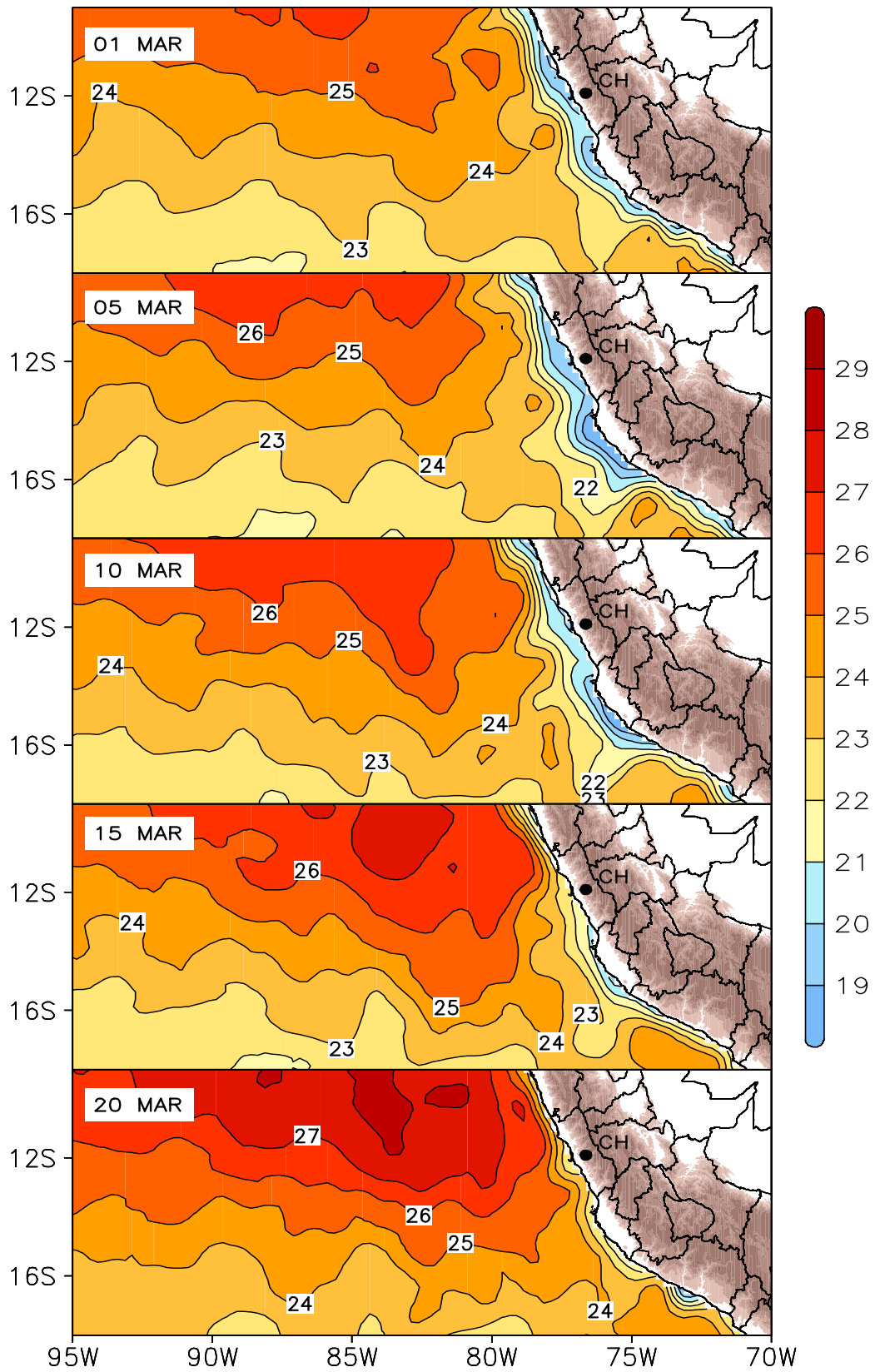


Figura 21. Temperatura Superficial del Mar (°C, shaded) del 01/03 al 20/03.

Continuación:

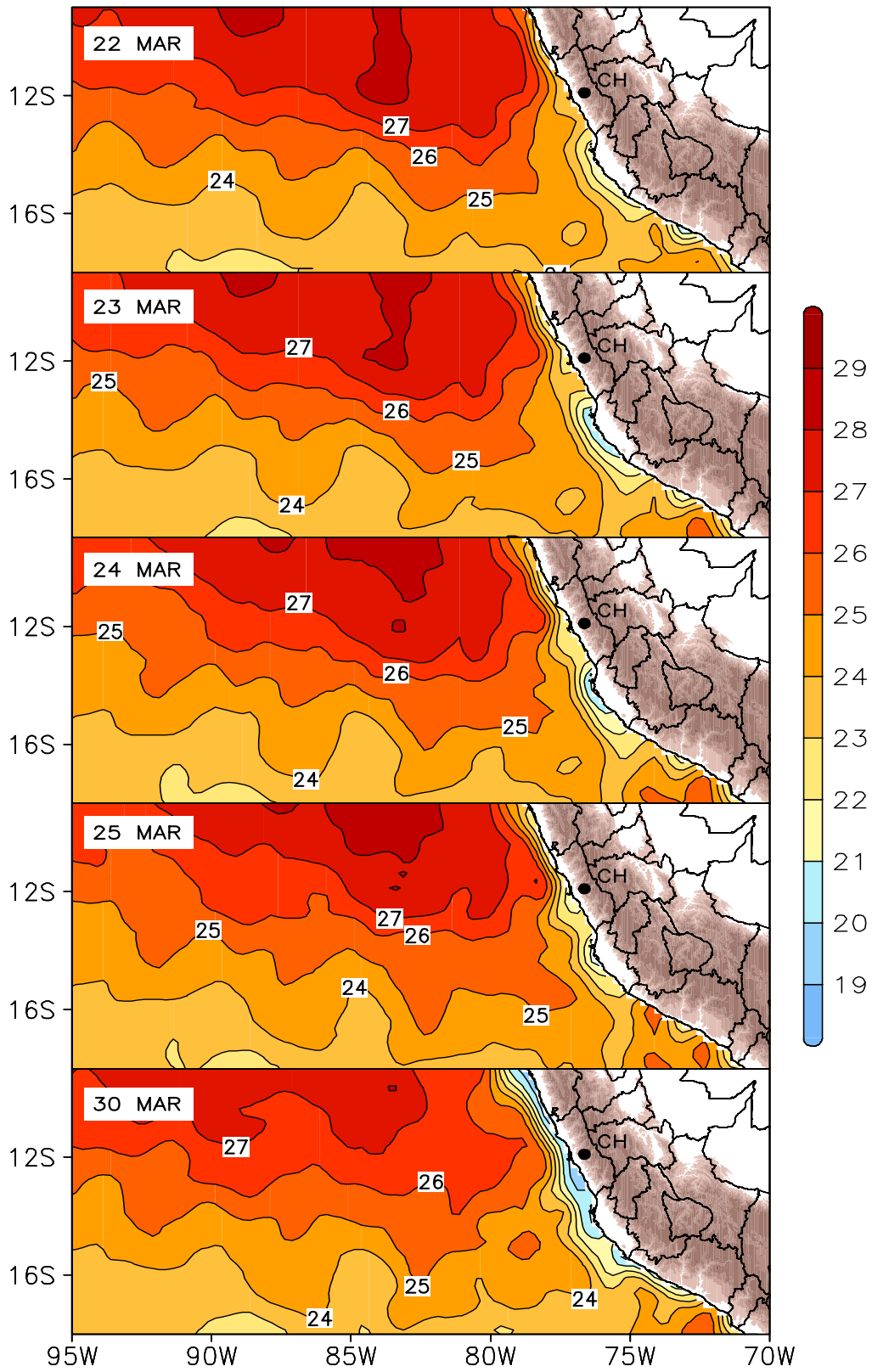


Figura 22. Anomalía de Temperatura Superficial del Mar (°C, shaded) del 22/03 al 30/03.

La figura 21 muestra la secuencia temporal del comportamiento de la variable temperatura superficial de mar en el Pacífico oriental, frente a la costa peruana. Como se muestra para los primeros días del mes, entre el 01/03 y 05/03, la TSM frente a las costas presentó un valor por debajo del promedio ($<21^{\circ}\text{C}$) de acuerdo a su climatología (Anomalía Callao TSM= $-2.5^{\circ}\text{C}/1982-2014$, NOAA OISST $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$), como se observa en el Anexo 1, mientras para que el día 10/03, la TSM asciende ligeramente presentando valores de 21°C para el litoral sur (frente a las costas de Arequipa), pero manteniéndose dentro de sus valores promedio. Para el día 15/03 se observa que la temperatura continúa ascendiendo alejándose del promedio, presentando valores de $21^{\circ}\text{C}-22^{\circ}\text{C}$, y si observamos hacia el oeste, podemos apreciar que una masa de agua cálida con valores por encima del promedio ingresa a nuestras costas, posicionándose con valores de hasta 28°C en su núcleo.

Para el día 20/03, la presencia de aguas cálidas frente a las costas de la capital y el litoral en general, es evidente, presentando valores de $22^{\circ}\text{C}-23^{\circ}\text{C}$, condición que se mantiene en los próximos días (incluyendo los días del evento), hasta el 25/03 (Figura 22), pero que al finalizar el mes las temperaturas disminuyen conforme pasan los días, y posteriormente esta masa de agua cálida se retira de nuestras costas, normalizando el estado de temperatura del mar peruano.

Estas anomalías positivas de TSM en el Pacífico, frente a nuestras costas, se deben al debilitamiento de los vientos alisios permitiendo el ingreso de aguas cálidas hacia las costas de Perú, ejerciendo un importante control sobre el régimen de precipitaciones en los Andes tropicales, ya que fortalece el fenómeno inversión de los alisios sobre esta región, permitiendo que el área de convección se presente en mayores latitudes, como para este caso, hasta los 16°S .

4.5. Determinar la estabilidad de la atmósfera: GDI, K y CAPE

4.5.1. Análisis Índice Gálvez – Davison GDI

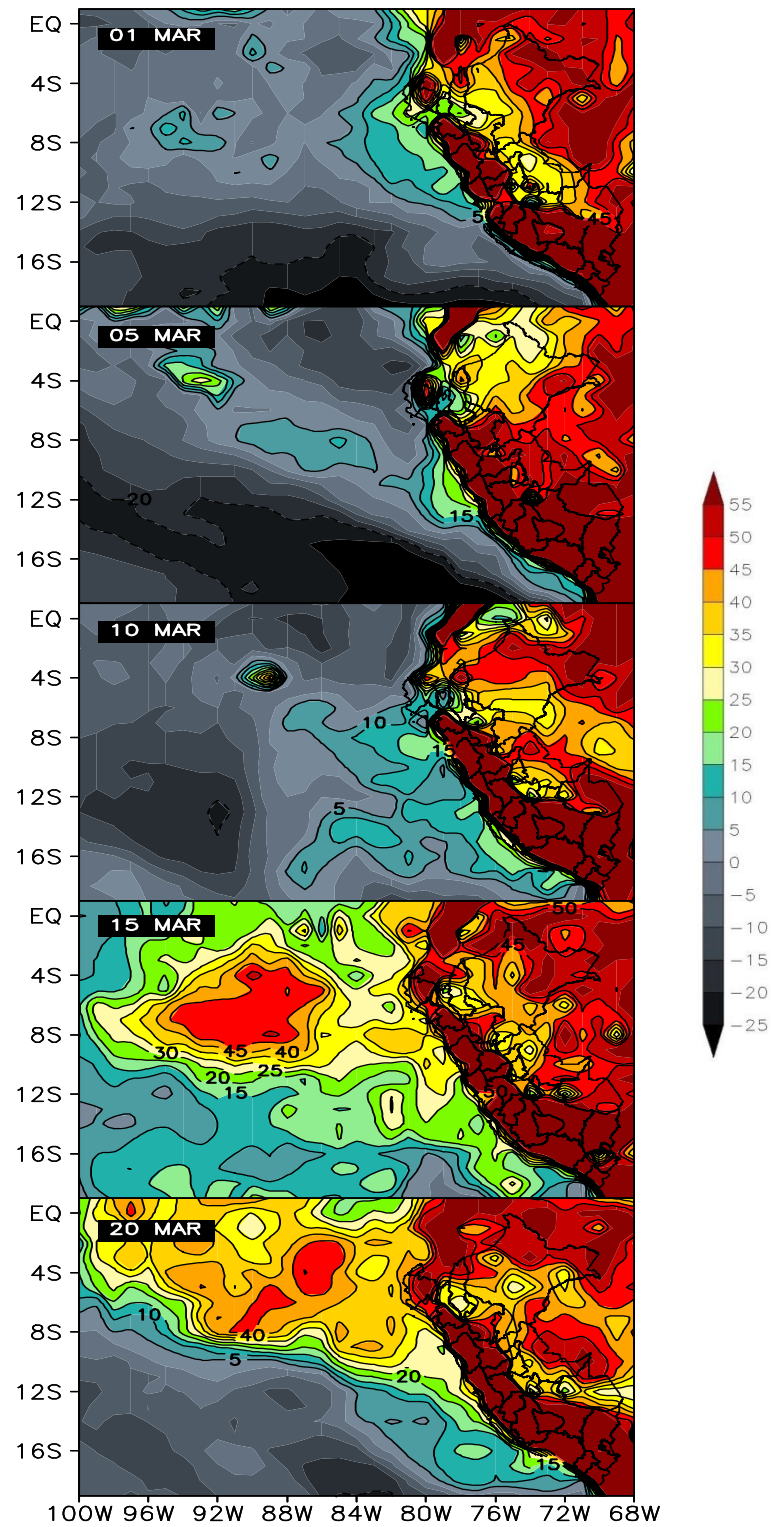


Figura 23. Índice Gálvez-Davison del 01/03 al 20/03.

Continuación:

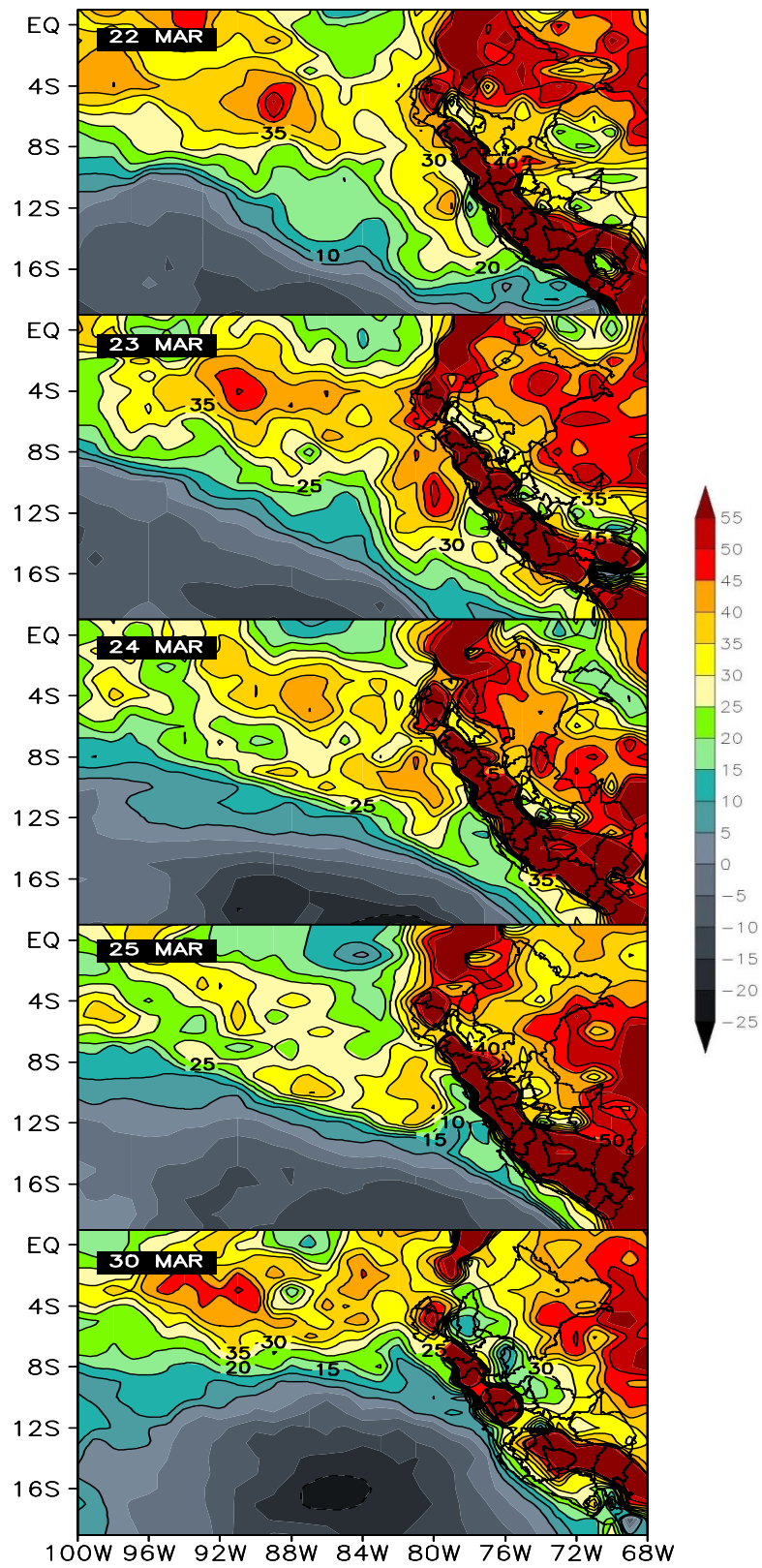


Figura 24. Índice Gálvez-Davison del 22/03 al 30/03.

Como se observa en la figura 23, en primer lugar, la región de la cordillera de los Andes no explica el verdadero valor del GDI, de a los niveles altitudinales que presenta, por lo que se obviará en el análisis. También se obviará, los valores presentados en la vertiente oriental y región Amazónica, ya que no son parte del área de los eventos de precipitación mencionados anteriormente. Sin embargo, la región del Pacífico oriental frente a nuestras costas, sí es un buen referente de la inestabilidad atmosférica de acuerdo al mapa de regiones donde el GDI funciona mejor (Figura 03).

Para los primeros días del mes (entre el 01/03 y 05/03) sobre el Pacífico se observa regiones con valores negativos, por debajo de 0 y arriba de los -25; rango en el que el tipo de convección debe ser poco profunda, aislada y produce lluvia muy ligera. Así mismo, el día 10/03 también presenta grandes regiones con valores negativos sobre el Pacífico oriental, pero que a su vez, van apareciendo áreas con valores positivos entre 5 y 10, los cuales nos indican un potencial de convección poco profunda aislada a dispersa (tabla 03). Ya para el día 15/03, el cambio es completamente notorio, de un estado de estabilidad a inestabilidad en la atmósfera. Esta condición, se manifiesta con valores de más de 45 GDI en su núcleo, los cuales nos indican un alto potencial para tormentas dispersas a generalizadas.

Esta región de inestabilidad se presenta hasta la costa sur (departamento de Tacna), desde costa norte (departamento de Piura), permaneciendo los posteriores días, incluyendo los días de eventos de precipitación en la vertiente occidental de los Andes centro y sur, en los que el potencial de convección profunda es mayor, respecto a las áreas donde el GDI es menor o negativo, apoyando el desarrollo de fuertes lluvias y tormentas.

Finalmente, al finalizar el mes, las condiciones de la atmósfera se estabilizan gradualmente, presentando valores entre 0 y -25 y como consecuencia debilitando la convección en latitudes tropicales (15°S), retomando la normalidad en la inversión de los alisios para esta región del Pacífico oriental.

4.5.2. Análisis Índice K

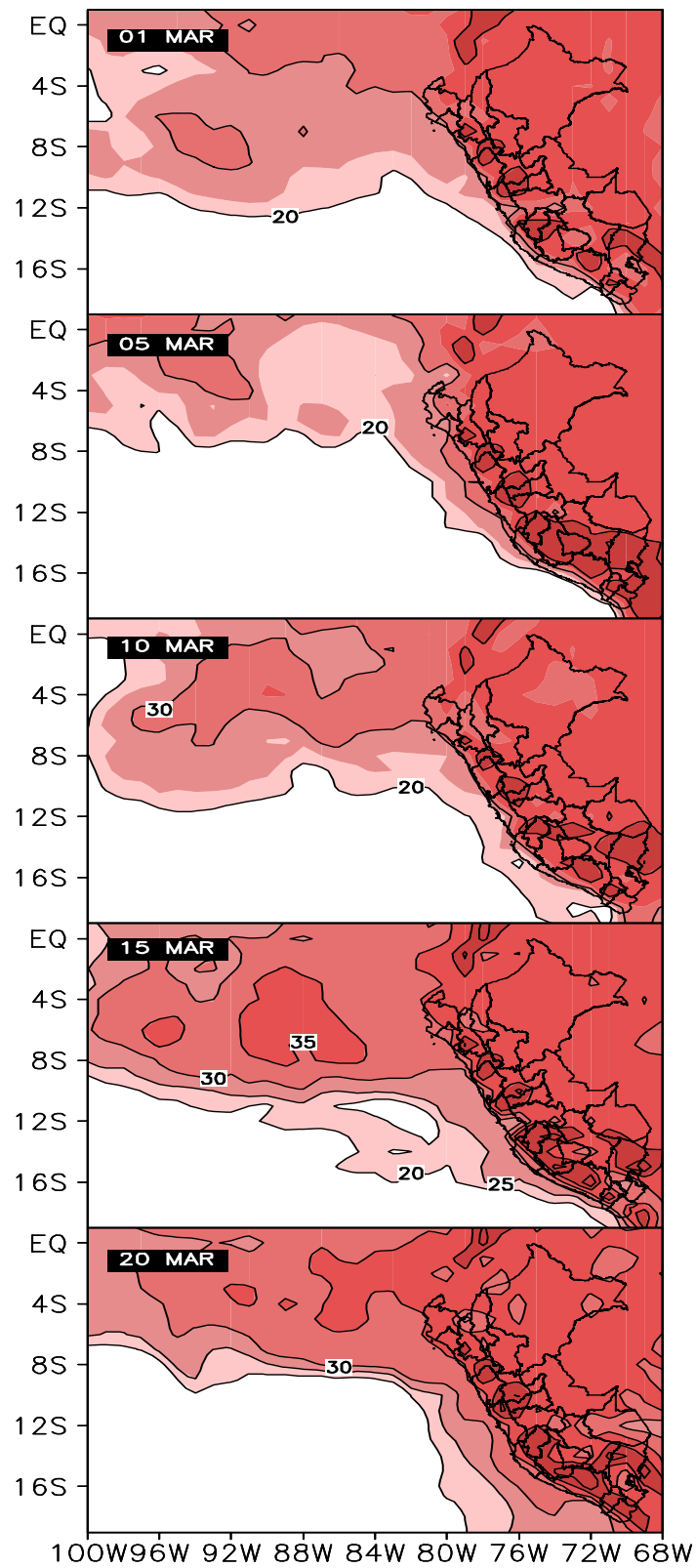


Figura 25. Índice K del 01/03 al 20/03.

Continuación:

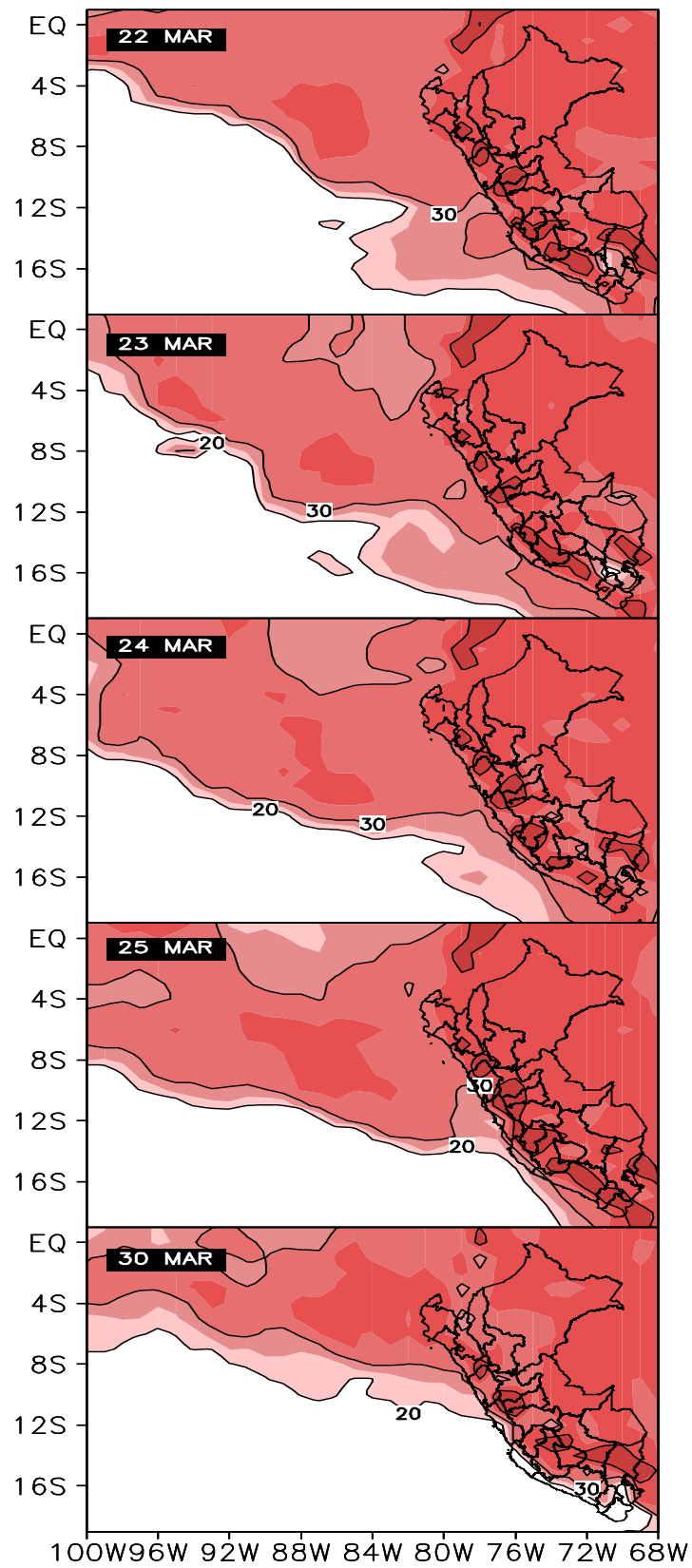


Figura 26. Índice K del 22/03 al 30/03.

A diferencia del índice GDI, el índice K no nos muestra un comportamiento claro de la inestabilidad atmosférica sobre la región del Pacífico oriental, ya que se presentan similares áreas de convección a lo largo del mes, a pesar de ser un índice que funciona bien en los trópicos. Sin embargo, los rangos de valores sí nos muestran el nivel de potencial convectivo, los cuales obedecen al calentamiento de la TSM y la masa de agua cálida que ingresó en esta región del Pacífico oriental frente a nuestras costas.

Durante los primeros días del mes, hasta el 10/03 se observan intervalos de 20 a 30, sobre el Pacífico frente a nuestras costas principalmente, el cual nos indica una probabilidad de tormenta de hasta 60 por ciento. Mientras que hacia la quincena, incrementa la región del índice K, llegando a mayores latitudes, así como, aumentando sus valores hasta 35 (en el norte del país), valor que nos indica una probabilidad de tormenta de hasta 80 por ciento lo cual se considera un potencial convectivo de nivel moderado, condición que se mantiene hasta el día 20/03, pero llegando hasta el sur del país, como se observa en la figura 25.

Como se observa en la figura 26, hacia los días del evento (22/03 -23/03) predominan los valores de hasta 35, con núcleos de hasta 40 (80-90 por ciento probabilidad de tormenta) en el Pacífico, valores asociados a las condiciones cálidas de la TSM, la desintensificación de la inversión alisios y en consecuencia estabilización de la atmósfera y el incremento de la convección para esta región del Pacífico. Estas condiciones se persisten hasta el día 25/03, y posteriormente al finalizar el mes los valores del índice K se reducen, así como también las áreas donde este se presenta, dejando la región frente a la costa sur con valores por debajo de 20, retirándose de la zona tropical.

4.5.3. Análisis Índice CAPE Energía Potencial Convectiva Disponible

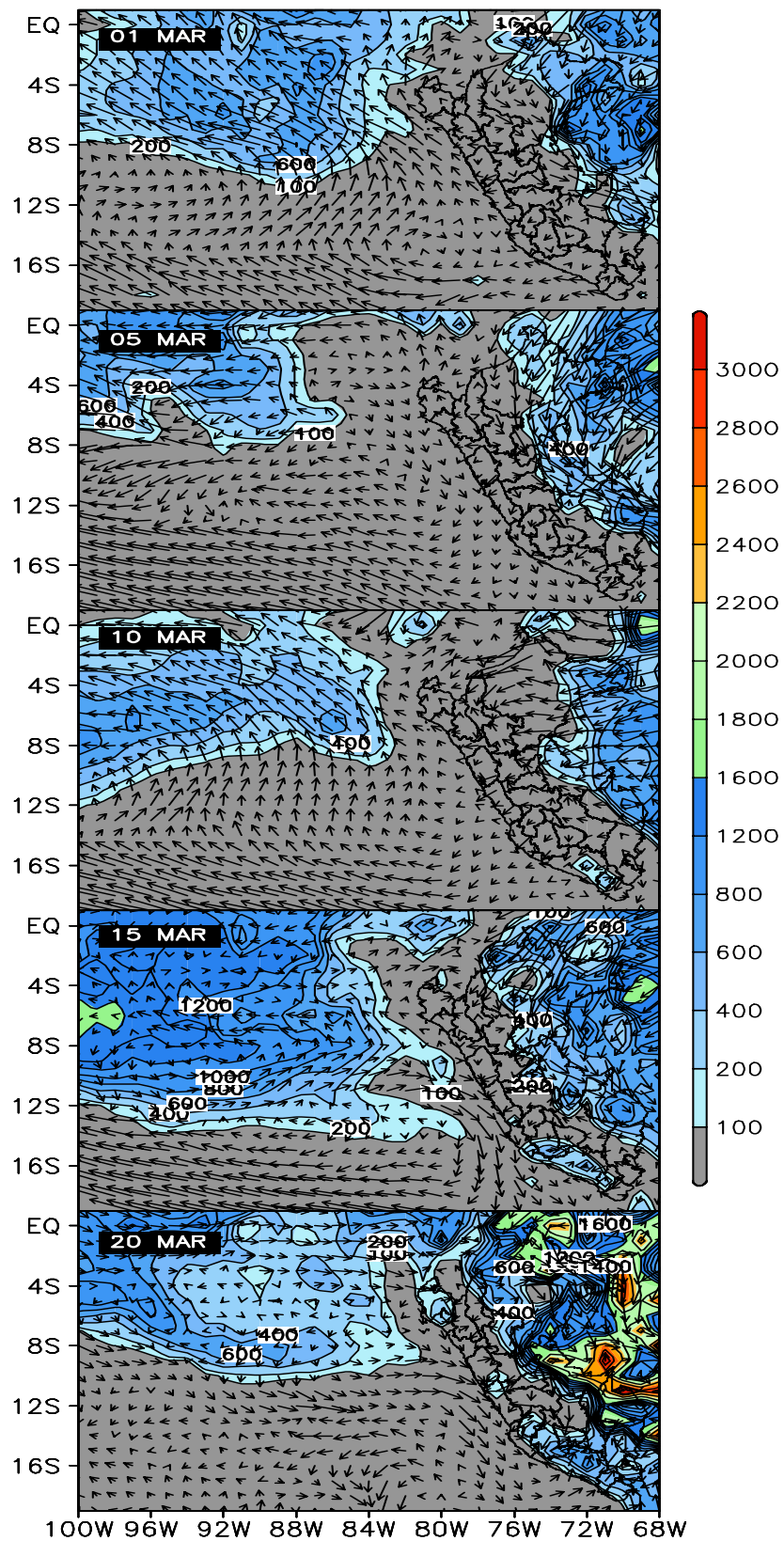


Figura 27. Índice CAPE (J/kg, Shaded) y Vector Viento en 850 hPa del 01/03 al 20/03.

Continuación:

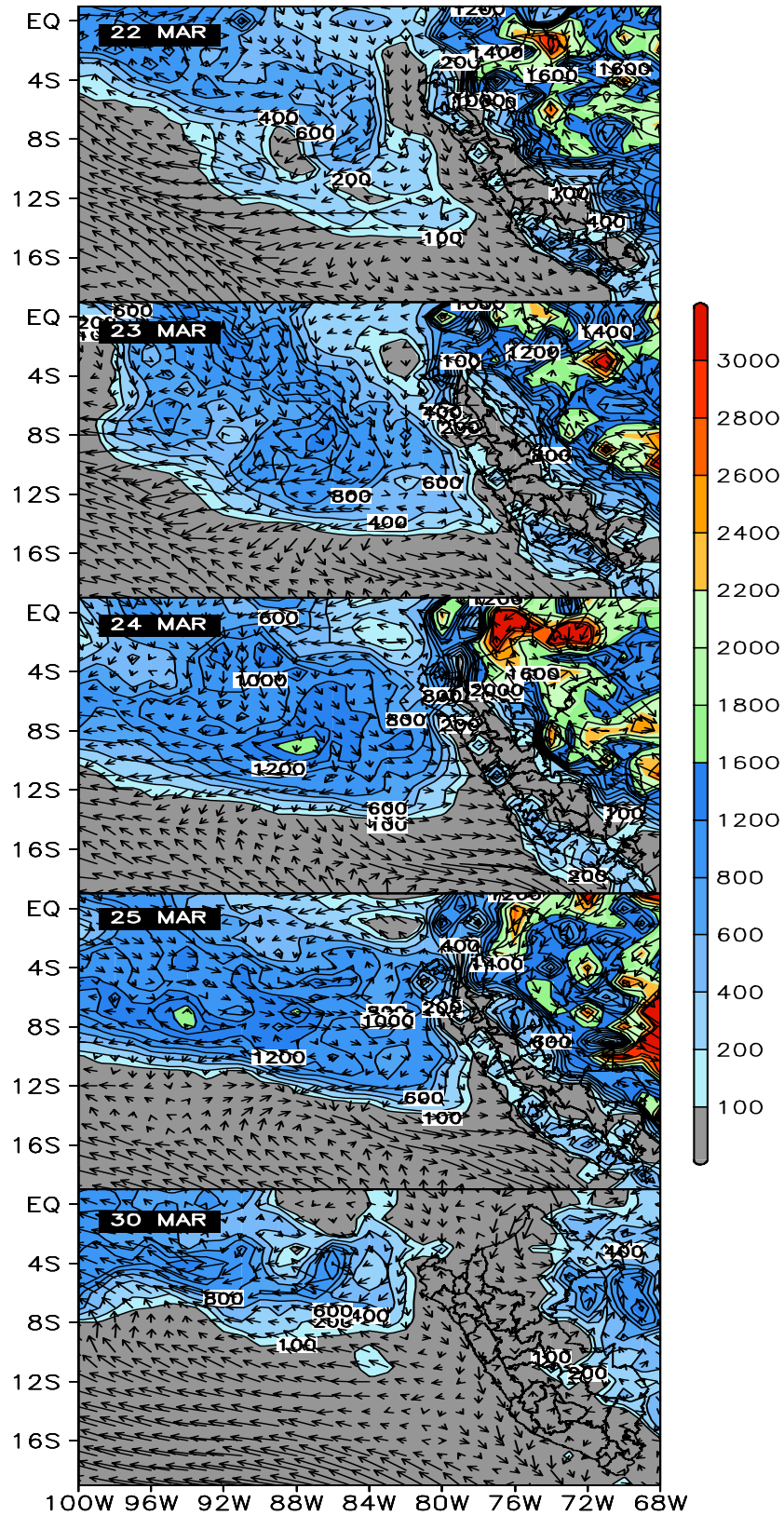


Figura 28. Índice CAPE (J/Kg, Shaded) y Vector Viento en 850 hPa del 22/03 al 30/03.

Analizando el índice CAPE se observa un similar comportamiento con el GDI, ya que su comportamiento a lo largo del mes es gradual incrementando su área de influencia e ingresando a las latitudes mayores. Sin embargo, que a pesar de que los valores que el índice presentó aumentaron a medida que se acercaba a los días del evento, estos no alcanzaron un potencial de convección considerado óptimo para el mal tiempo o inestabilizar la atmósfera de acuerdo a la tabla 03.

Como se observa en la figura 27 los primeros días del mes hasta el 10/03, las regiones en el Pacífico donde se observa el índice CAPE, presenta valores máximos de 800, lo cual nos indican un potencial de convección considerado marginalmente inestable. Mientras que hacia la quincena, esta región del CAPE incrementa su tamaño en el Pacífico, ocupando mayores latitudes, como también acercándose más frente a las costas del país. Comportamiento que se mantiene hasta el día 20/03.

Durante los días del evento (22/03-23/03), las regiones del índice ingresan hasta latitudes de 14°S (frente a las costas de Ica), con núcleos de hasta 1200, valores que nos indican un potencial de convección moderadamente inestable. Estas condiciones persisten hasta el 24/03, día en el que se observa un núcleo de 1800 y que también se observa el 25/03, pero la región del índice empieza a retraerse. Finalmente al finalizar el mes, el día 30/03 se observa una clara reducción de los valores del índice, como también de su área de influencia en el Pacífico oriental (figura 28).

Algo que podemos mencionar, es que días previos al evento (desde el 20/03), durante el evento y días posteriores (hasta el 25/03), se observan regiones del índice CAPE sobre la vertiente occidental, donde se desarrollaron sistemas convectivos.

4.6. Gatillador: flujos de superficie, ciclo diario (brisa)

4.6.1. Flujos de superficie

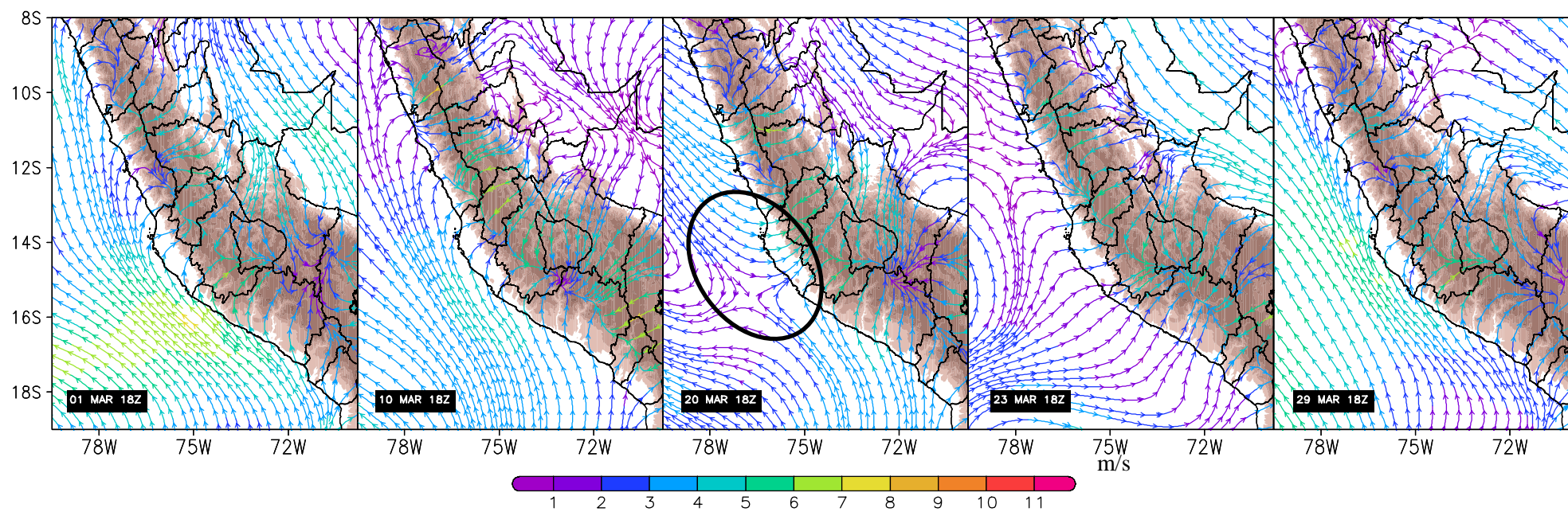


Figura 29. Líneas de corriente, promedio de flujo entre 1000, 925 y 850 hPa

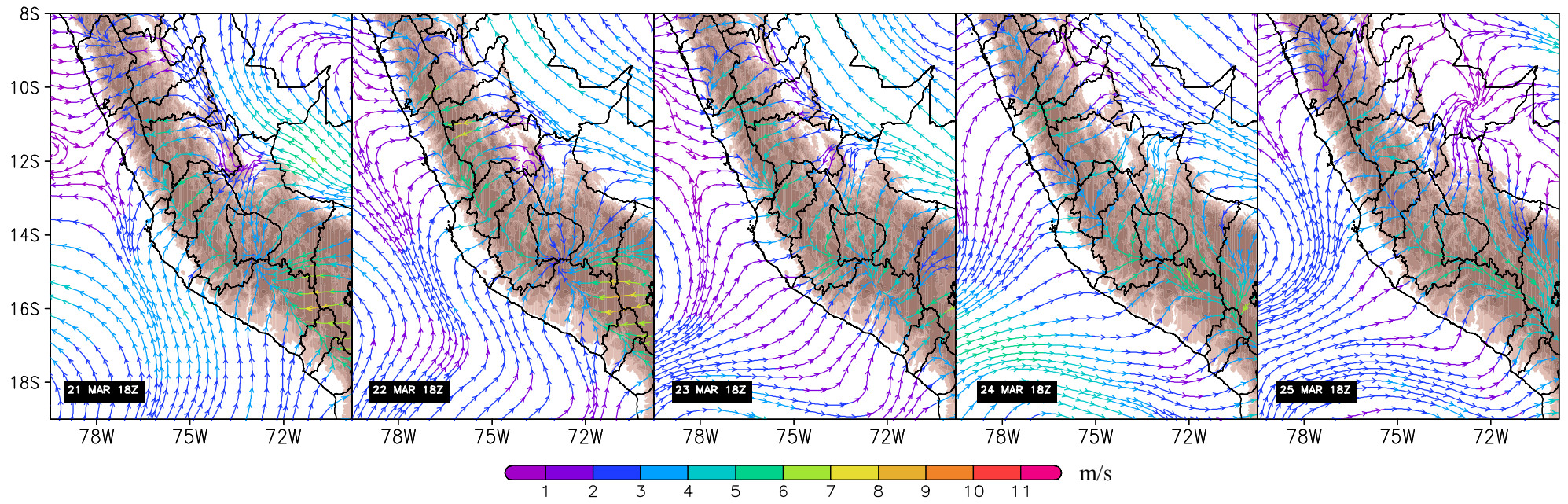


Figura 30. Líneas de corriente, promedio de flujo entre 1000, 925 y 850 hPa

Para el análisis del flujo de vientos se evaluó el comportamiento de la variable en niveles bajos (promedio de 1000, 925 y 850 hPa) a lo largo del mes (figura 29), como también durante los días del evento (figura 28), para las 18Z (01:00 pm hora local).

Como se observa en la figura 29, el primer día del mes presenta un flujo predominante de los flujos del sureste, paralelos a la costa, propios de la influencia de patrón sinóptico APSO para esta región costera, presentando vientos máximos de hasta 8 m/s, frente a las costas del sur de Ica y norte de Arequipa. Hacia el día 10/03, continúan persistiendo los flujos del sur desde Tacna hasta Ancash. Así mismo, para el día 20/03, los flujos del sur solo llegan hasta el sur de Ica, ya que empiezan a ingresar flujos del norte, formándose un collado (área negra) frente las costas del sur de Ica.

Durante el día del evento (23/03) se observa un claro ingreso de flujos del oeste y suroeste hacia el territorio, esto indicaría un debilitamiento del gradiente de presión por ubicación del APSO y los vientos del sur, dando paso a estos flujos, condición que podría favorecer el ingreso de brisa marina, pero que se tendría que analizar a nivel de mesoescala. Finalmente, para el día 29 se presentan nuevamente los flujos predominantes del sur paralelos a la costa.

Analizando el comportamiento de los flujos durante los días del evento (figura 30), se observa un cambio gradual de la dirección predominante en la costa, cambiando de dirección sur a oeste, de paralelos a la costa a perpendiculares al territorio. Como se mencionó anteriormente, si bien el flujo predominante fue de oestes, estos fueron débiles, con valores entre 2 a 3 m/s.

4.6.2. Análisis Ciclo diario (brisa)

Análisis de dirección de viento en estaciones automáticas

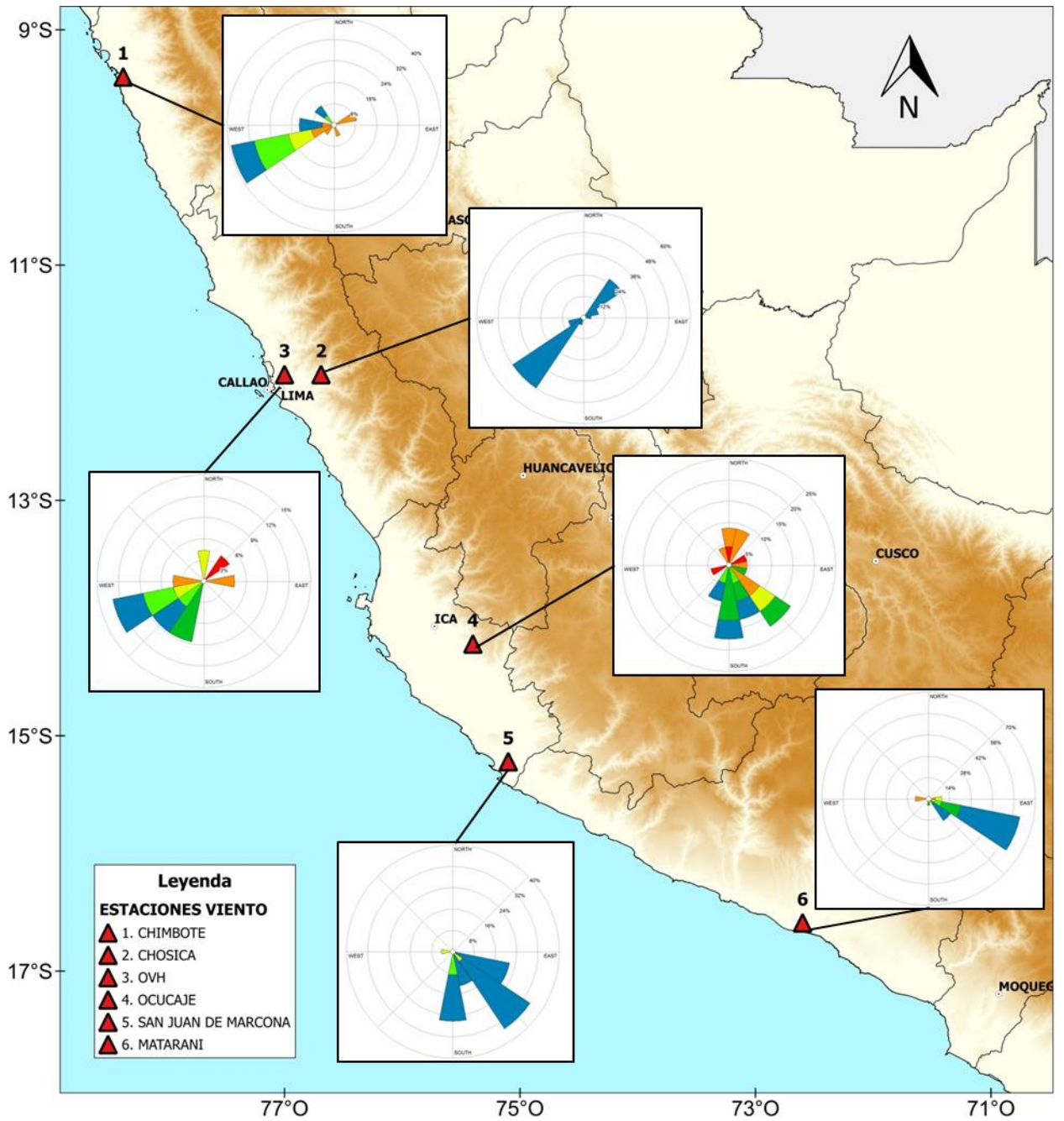


Figura 31. Diagrama rosas de viento día 21/03/2015

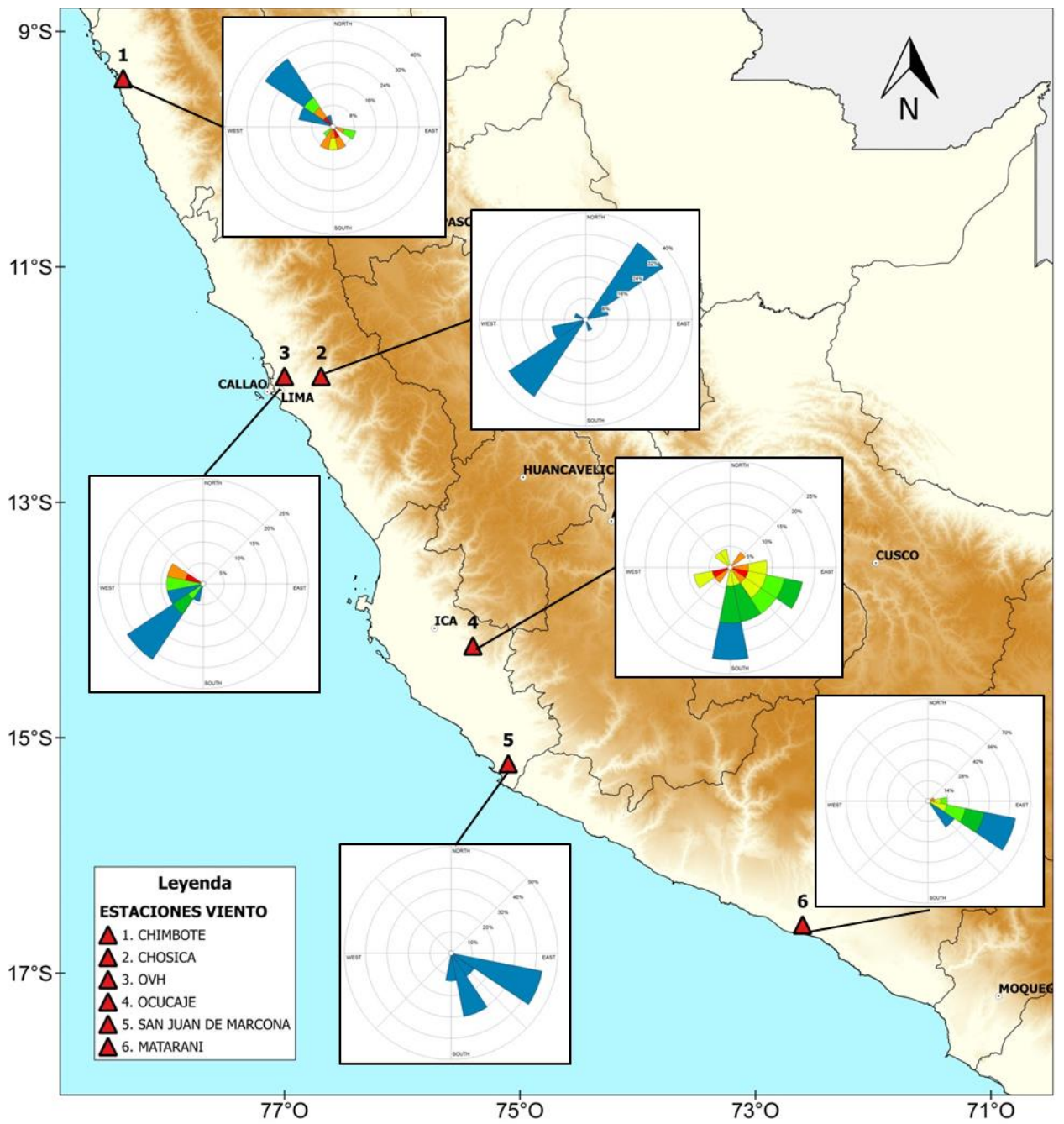


Figura 32. Diagrama rosas de viento día 22/03/2015

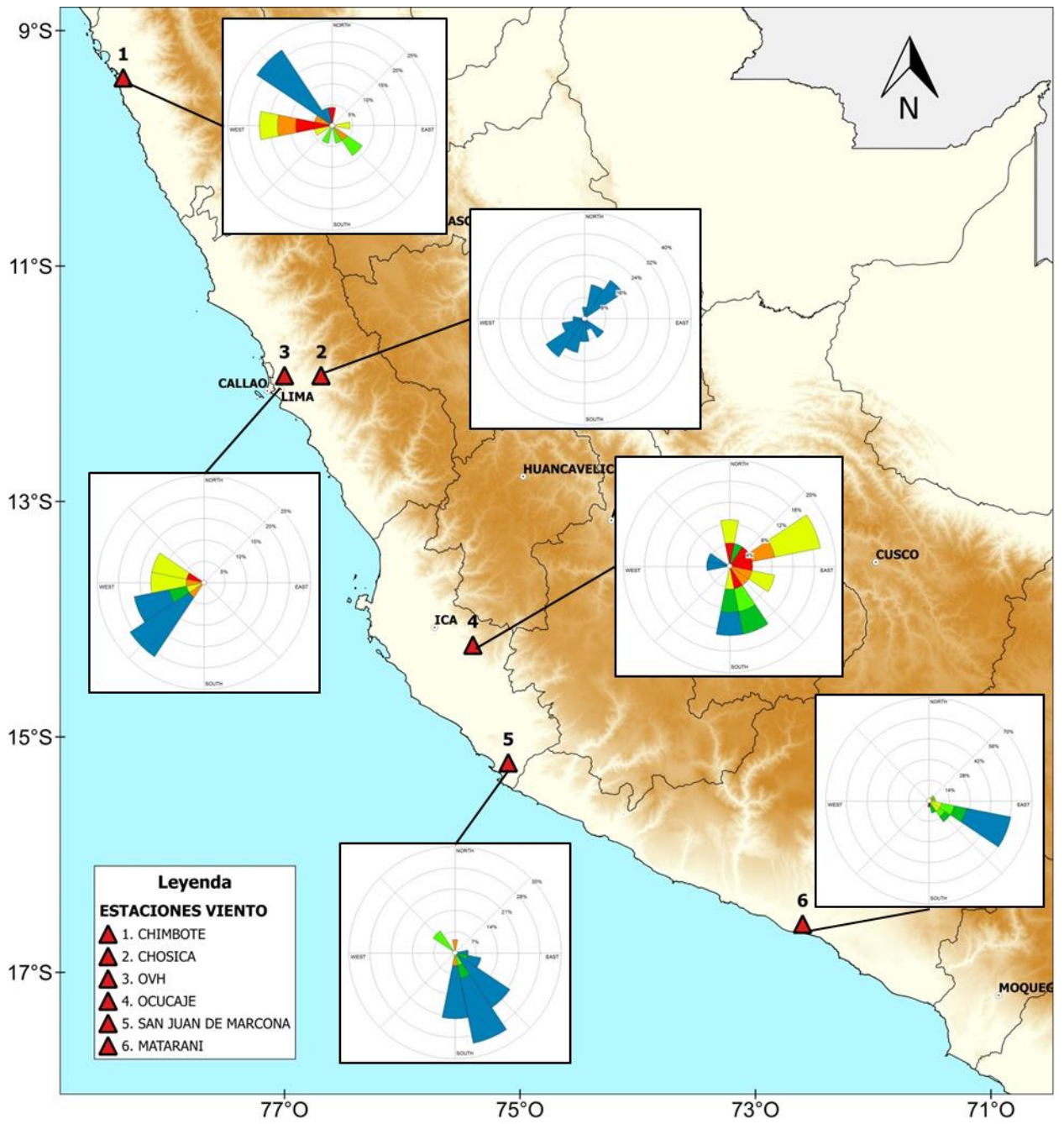


Figura 33. Diagrama rosas de viento día 23/03/2015

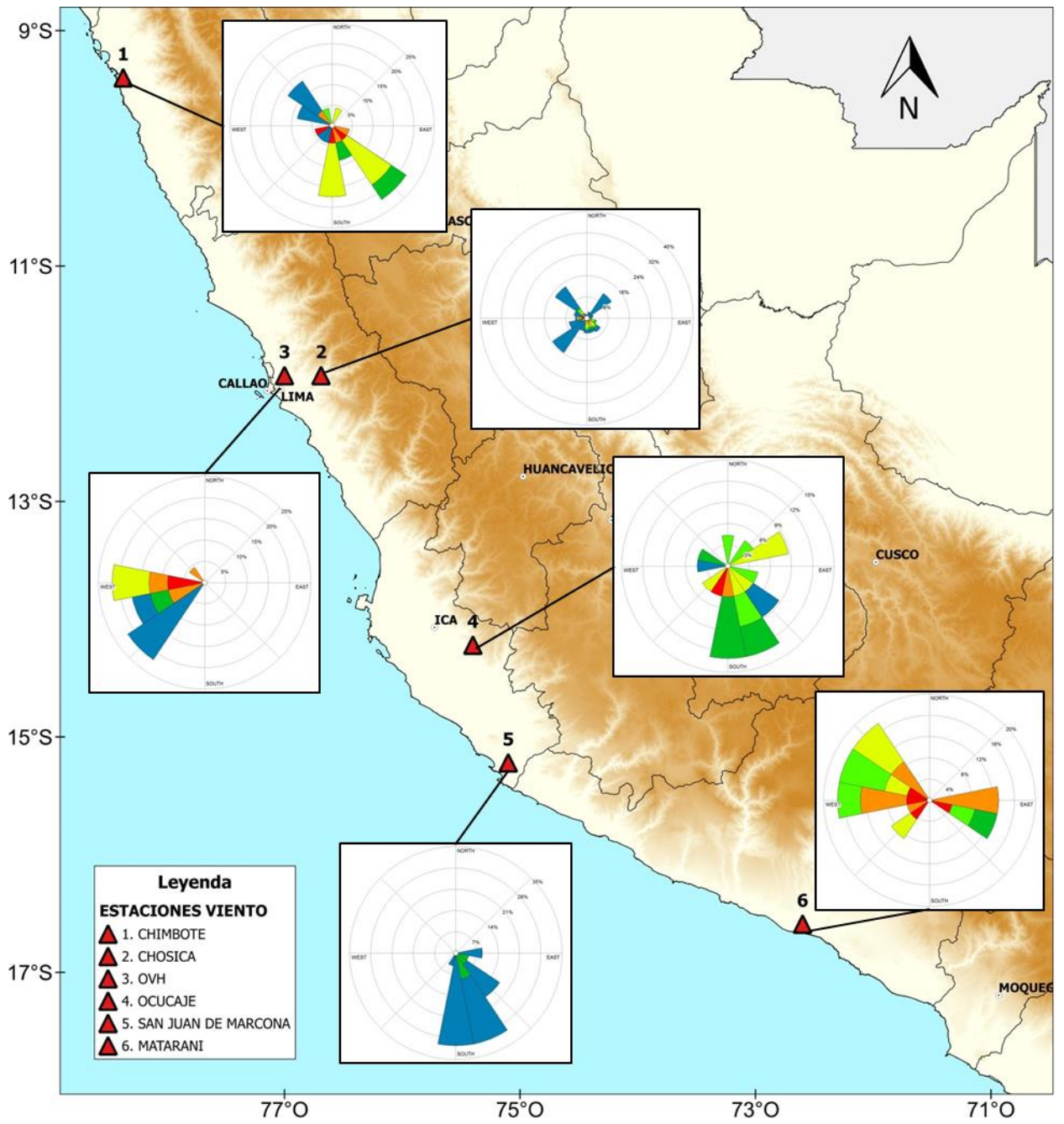


Figura 34. Diagrama rosas de viento día 24/03/2015

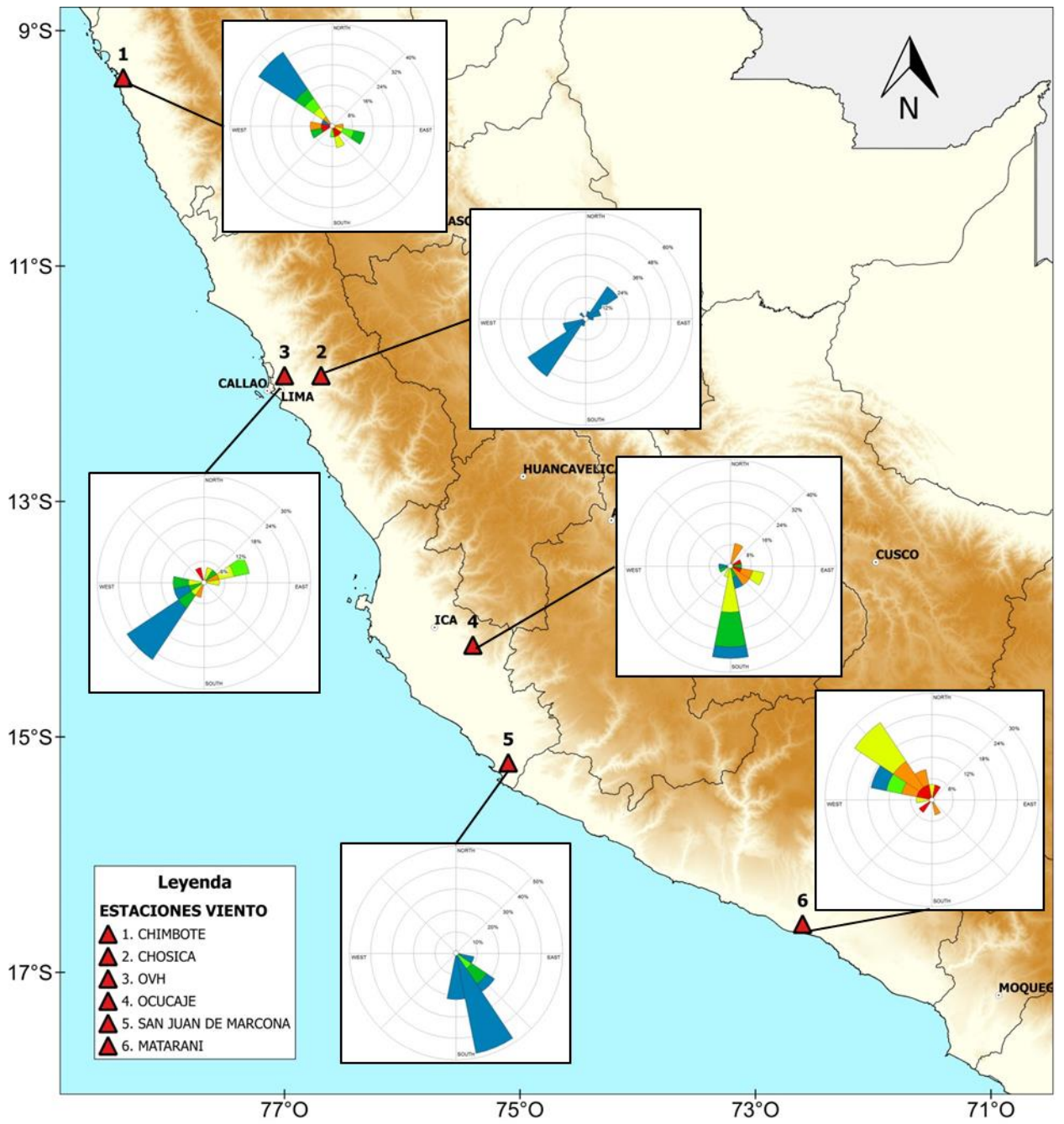


Figura 35. Diagrama rosas de viento día 25/03/2015

Como se observa en los mapas, los diagramas de rosa de viento nos indican la dirección de donde provienen los flujos de viento para las estaciones seleccionadas a lo largo de la costa centro y sur, pudiendo observar que el día 21/03 (Figura 31) las estaciones de Ancash y Lima, presentaron flujos de mayor intensidad del suroeste en horas del mediodía (Anexo 02), principalmente, mientras que las estaciones de Ica y Arequipa, sus flujos predominantes fueron del sureste.

Para el día 22/03 (Figura 32), solo las estaciones de Lima presentaron flujos predominantes del sureste en horas del mediodía (Anexo 02). Por otro lado, el día 23/03 (Figura 33), nuevamente las estaciones de Ancash y Lima, presentaron flujos predominantes del oeste y sureste. Durante el día 24/03 (Figura 34), las estaciones de Lima y Arequipa presentaron flujos predominantes del Este, y las demás estaciones flujos del sur. Finalmente, el día 25/03 (Figura 35) las estaciones de Ancash y Arequipa presentaron flujos del noroeste, las estaciones de Lima con vientos predominantes del suroeste y las estaciones de Ica del sur, principalmente.

De esta manera se observó un comportamiento de la variable que contribuye con la convergencia en superficie, ya que los flujos predominantes a la cordillera en horas del mediodía, ingresan al territorio con un ángulo cercano al perpendicular para cada zona donde se encuentran ubicadas las estaciones automáticas, comportándose esta variable como un gatillador en el desarrollo de sistemas convectivos y generar el mal tiempo.

4.7. Identificación de patrones sinópticos

4.7.1. Análisis en Niveles Bajos Presión Atmosférica en el Pacífico

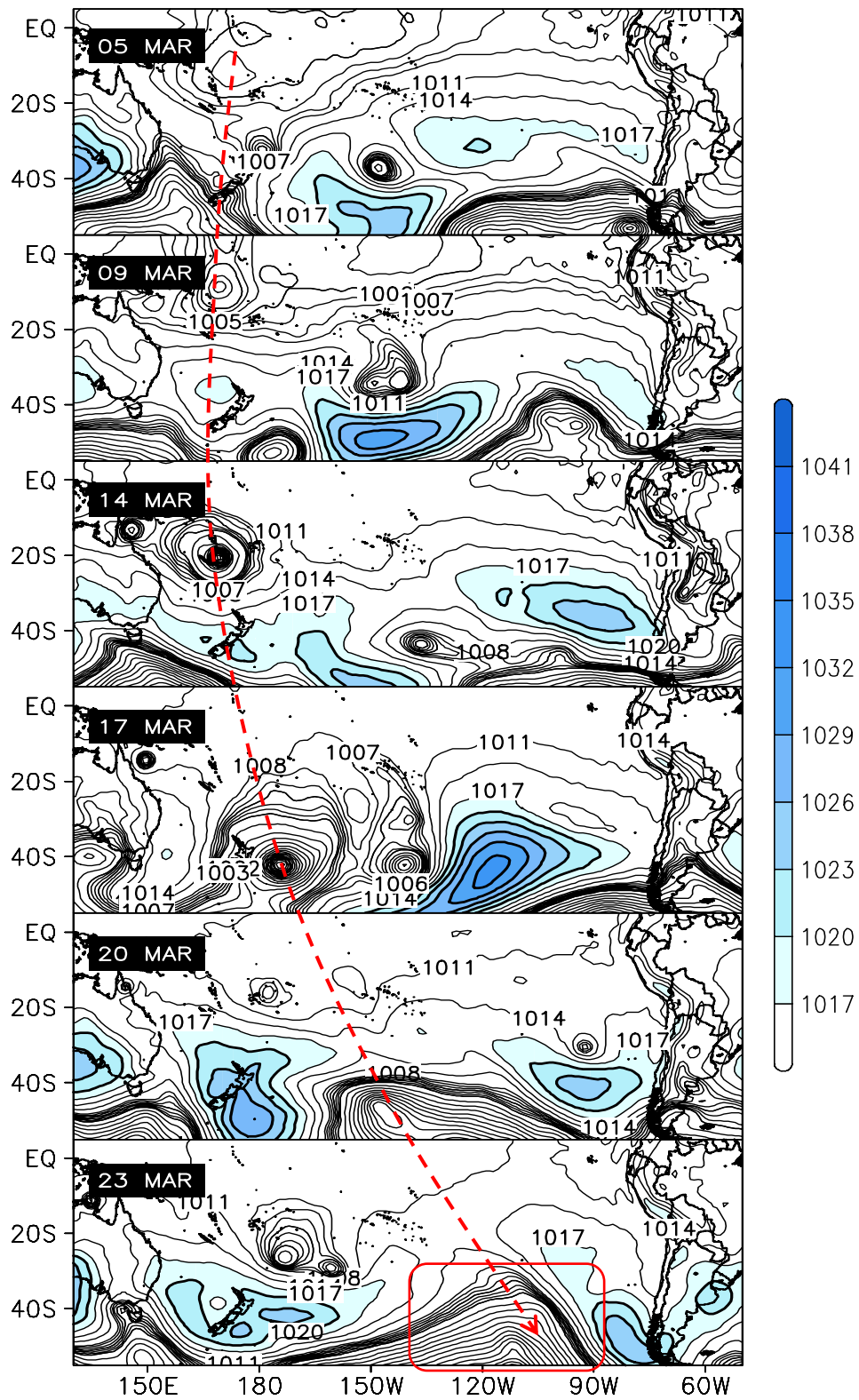


Figura 36. Presión Atmosférica a nivel medio del mar (hPa, líneas negras).

La figura 36 muestra la secuencia temporal del comportamiento de la variable presión atmosférica a través de las isobaras (líneas negras) en superficie, desde inicios de mes hasta el día del evento (23 de Marzo), en la que para el 05/03, se observa la presencia de una baja presión (1004 hPa) frente a las costas de Australia hacia el Noreste, entre 11°S/172°E. Esta depresión se fortaleció al pasar los días y trasladándose hacia el sur 09/03 entre 14°S/172°E disminuyendo sus presiones en el núcleo, para así el día 14/03 ya transformado en un ciclón tropical impactó con el país insular de Vanuatu entre 20°S/168°E. Sin embargo, este sistema ciclónico empezaría a desintensificarse y a trasladar su vorticidad ciclónica (advección de vorticidad) en el Pacífico de oeste a este, como se muestra en la imagen, en la que para el día 17/03 el sistema se habría desplazado hacia el este entre 45°S/177°W. Continuando su desplazamiento para el día 20/03, la vaguada se vería trasladada en el mismo sentido, esta vez más hacia el este entre 47°S/150°W, para que finalmente el 23/03 día del evento, una dorsal impulsaría una vaguada frente a las costas de Sudamérica (área roja), pero que en superficie se ubica en los 40°S/110°W. Así mismo, hemos podido observar que durante los días del evento, el núcleo del APSO se encuentra por encima de los 40°S y hacia el oeste de su posición climatológica (Gilford, M. et Al. 1992) lo cual reduce el gradiente de presión, debilitando el flujo de viento paralelos a la costa peruana.

Adicionalmente, para este día se observa el ingreso de un alta migratoria, donde se aprecia un pulso del sur por sureste de Argentina, y que llegaría hasta la selva peruana en los días posteriores, considerado es fenómeno atmosférico como un friaje, el cual fue pronosticado por el SENMAHI (Anexo 04).

El desplazamiento de este sistema a lo largo del Pacífico sugiere una explicación a escala global haciendo referencia a las teleconexiones, que para este caso estaría asociada directamente con el desarrollo de sistemas convectivos y precipitaciones intensas en la vertiente occidental de los Andes Peruanos.

4.7.2. Análisis en Niveles Medios de la Atmósfera

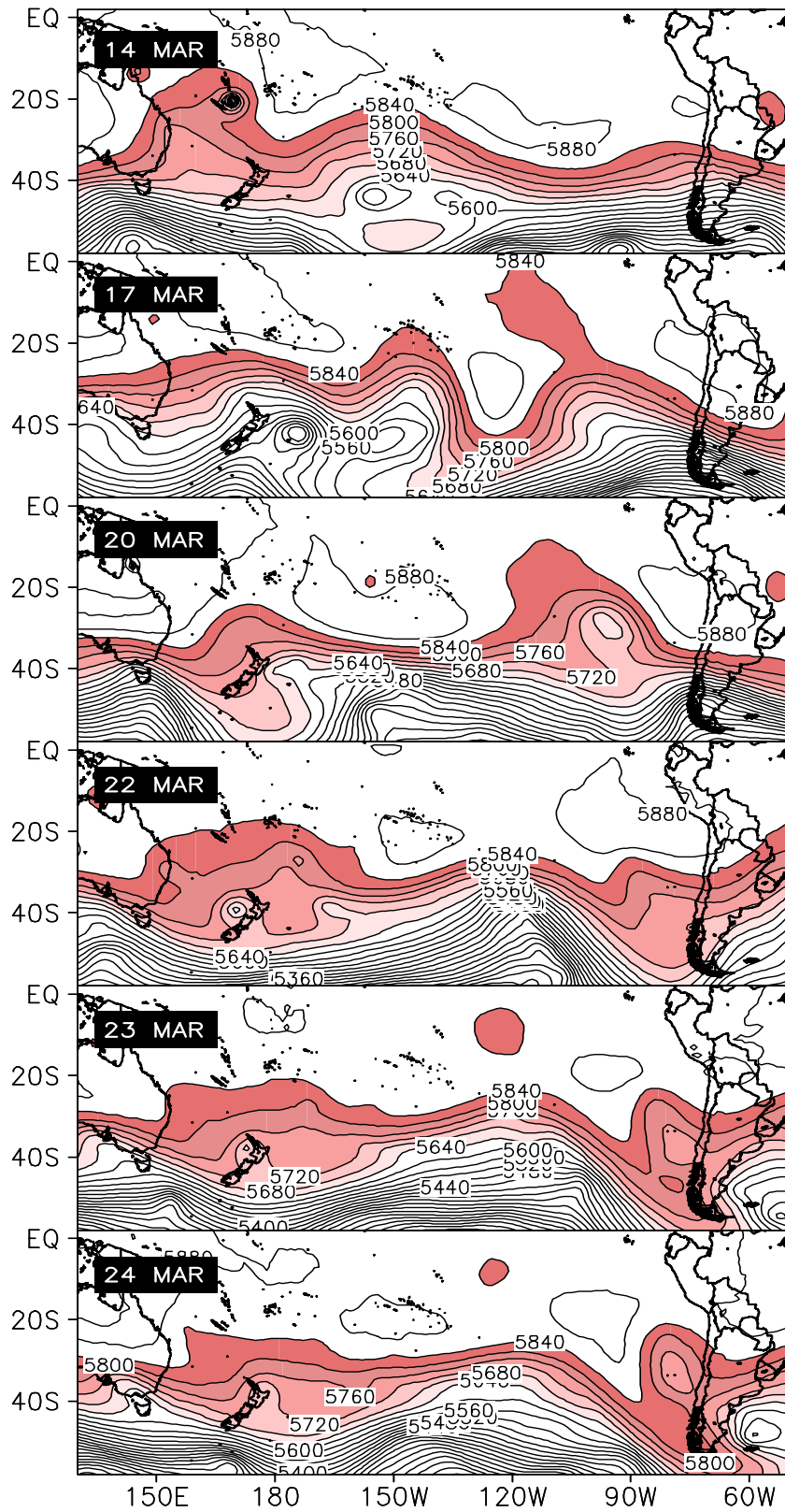


Figura 37. Altura geopotencial (mgs, líneas negras y shaded) en 500hPa

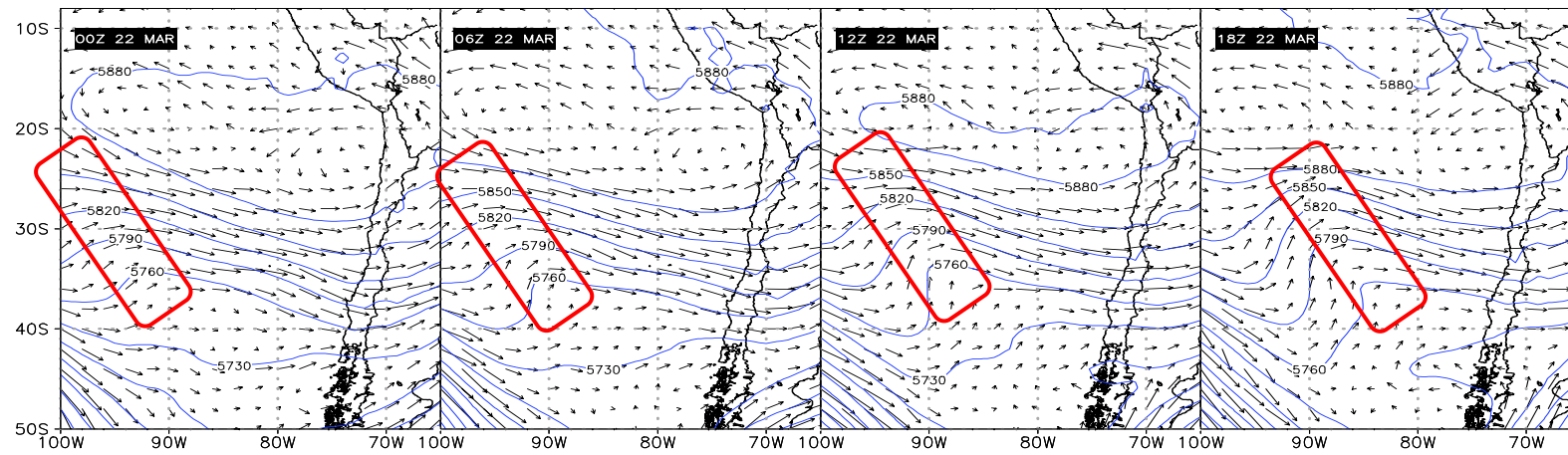


Figura 38. Altura geopotencial (m_gp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 22/03

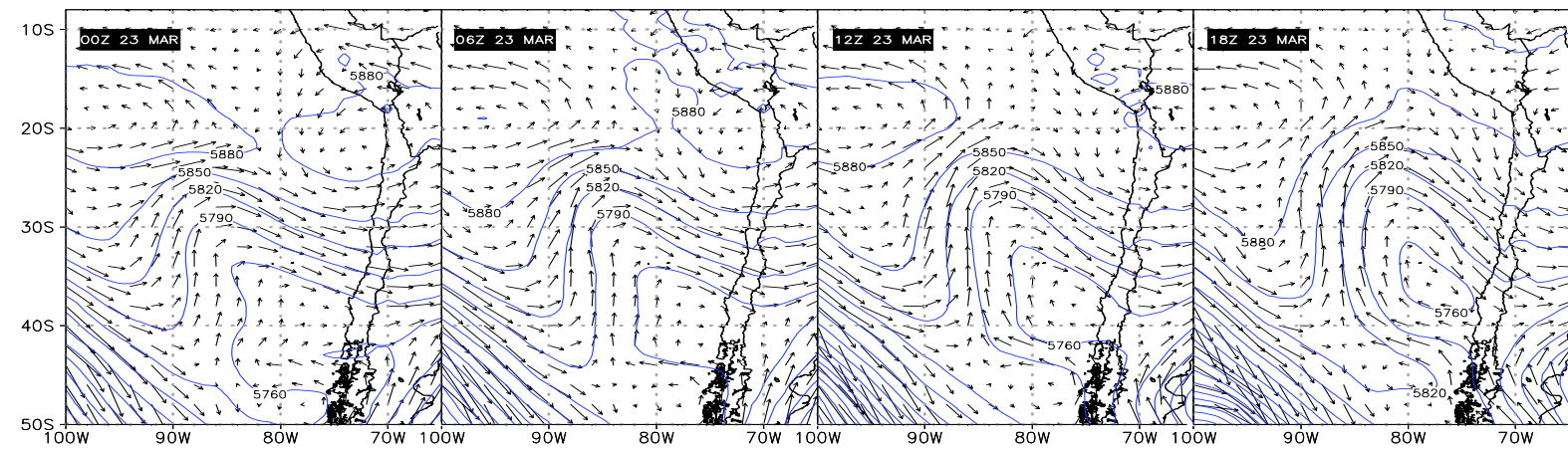


Figura 39. Altura geopotencial (m_gp, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa) durante el 23/03

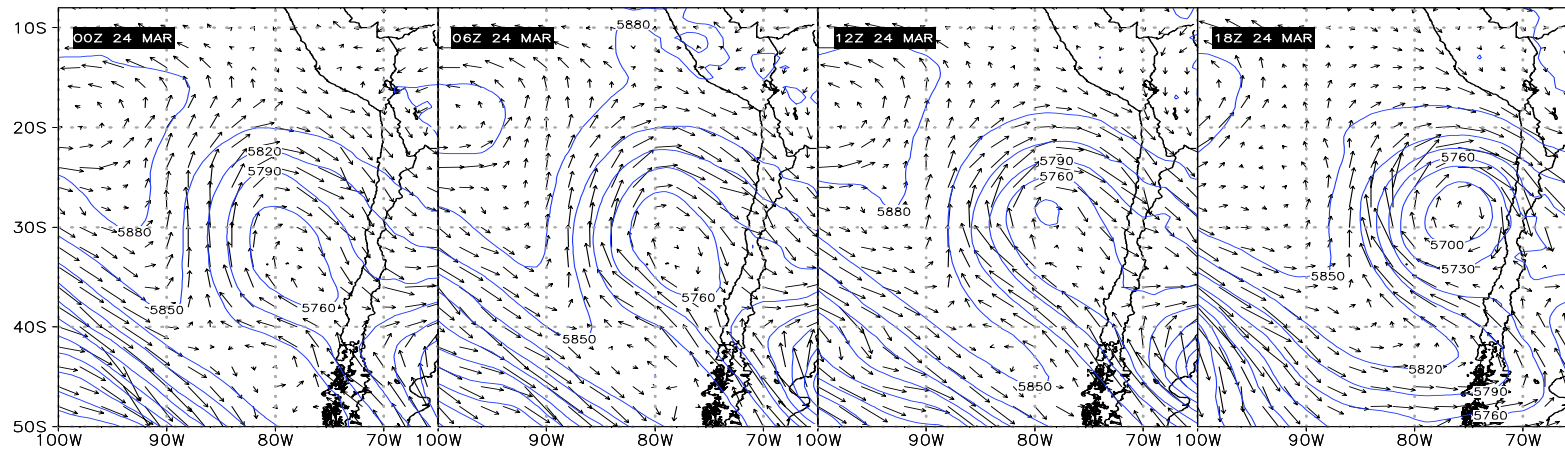


Figura 40. Altura geopotencial (m, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 24/03

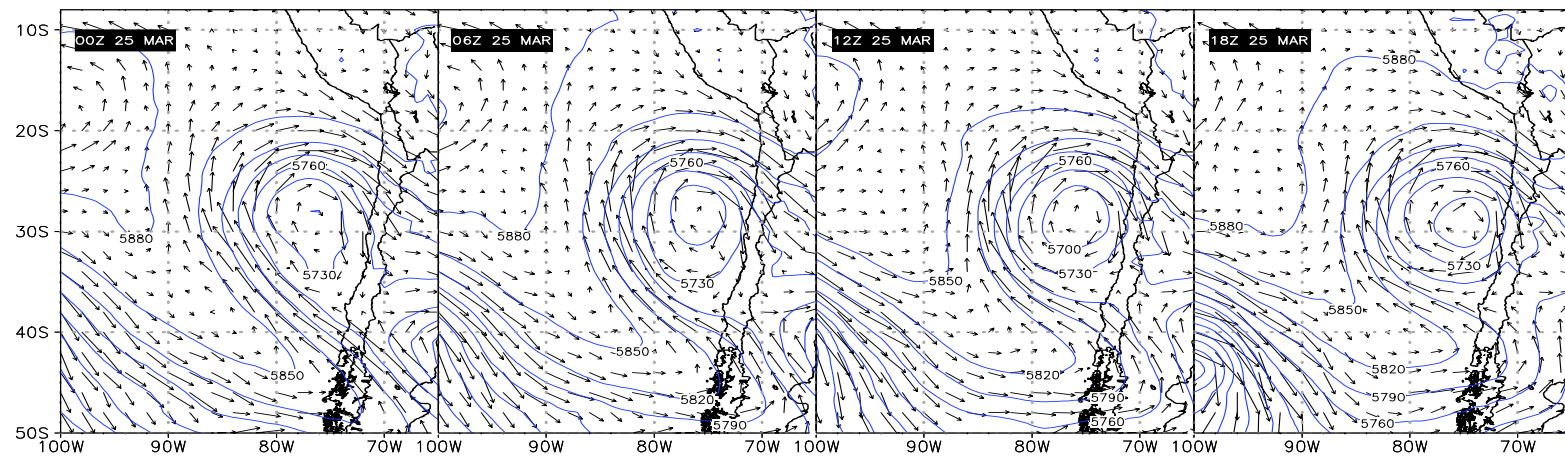


Figura 41. Altura geopotencial (m, líneas azules) y Vector Viento (m/s, vector) en 500 hPa durante el 25/03

Como se observa en la figura 37, el comportamiento del sistema ciclónico en el Pacífico occidental, presentó un desplazamiento zonal, así como meridional, en el que desde latitudes tropicales ingresa a latitudes medias y nuevamente regresa a latitudes tropicales a lo largo del mes, advectando vorticidad ciclónica.

Las figuras 38, 39, 40 y 41 muestra la secuencia temporal del comportamiento de la variable altura geopotencial y vector viento en niveles medios (500 hPa). Como se muestra para el día 22/03 las isohipsas (líneas negras) reflejan la formación de una vaguada inclinada hacia el noroeste entre los 28°S/90°W (punto representativo del área roja). Para el día 23/03 la vaguada se intensifica, dando inicio a la configuración de la DANA frente a las costas de Chile, alcanzando el sur del Perú. Durante el día 24/03 se muestra una DANA con valores de 5760 mgp en su núcleo, y la segregación de este sistema por impulso de la cuña o dorsal, que se encuentra detrás de ella al oeste. Finalmente, el día 25/03 la DANA es completamente segregada, alcanzando valores de hasta 5700 mgp en su núcleo frío.

4.7.3. Análisis en Niveles Alto Corriente en Chorro

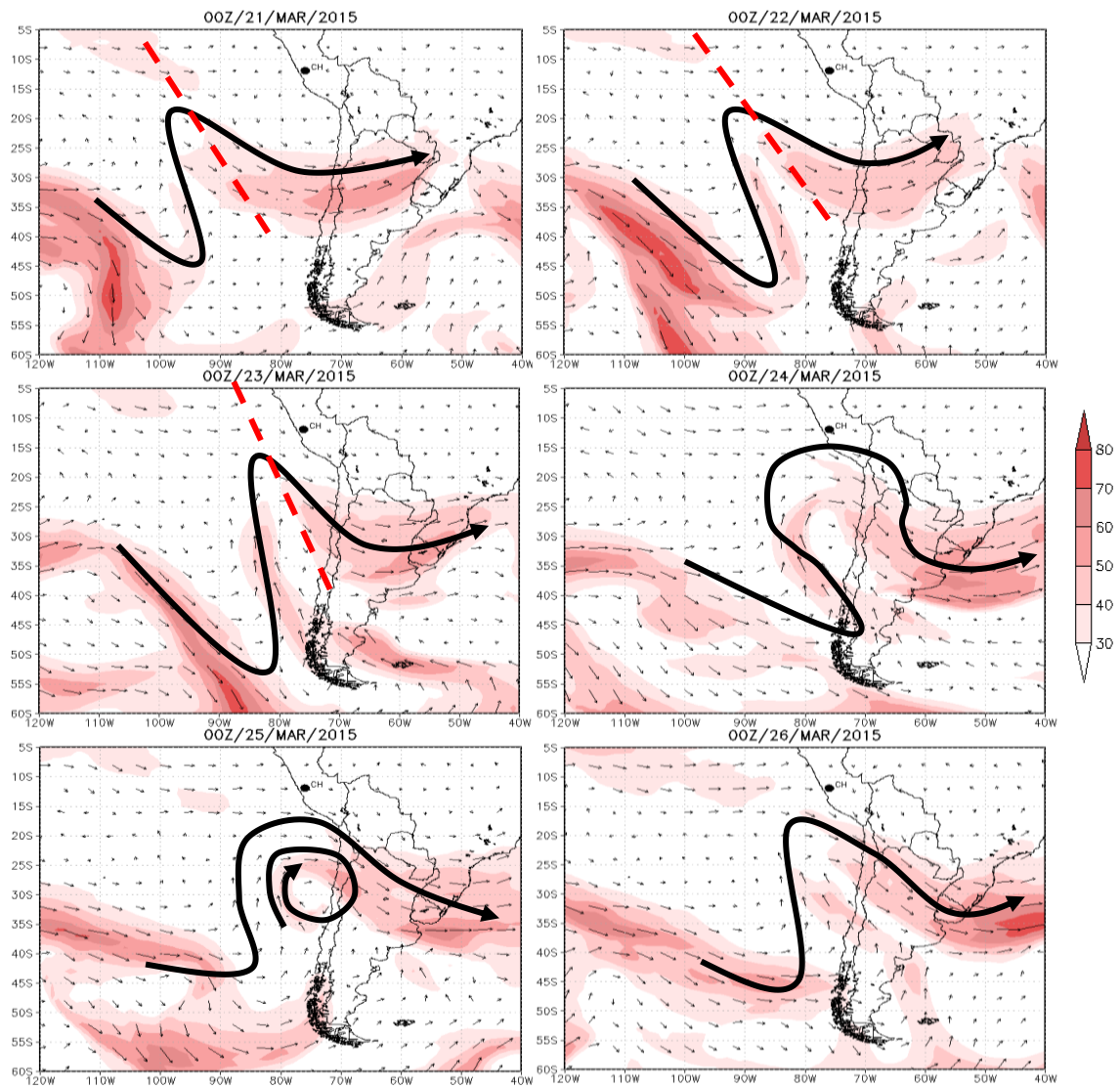


Figura 42. Corriente en Chorro (m/s, shaded) Vector Viento (m/s, vector) en el nivel 200 hPa

La figura 42 muestra la secuencia temporal del comportamiento de la variable corriente en chorro. Así, para el día 21/03 se muestra una vaguada en altura entre 20°S/98°W, que de acuerdo la flecha negra que representa la dirección del desplazamiento de la corriente en chorro, se estaría desplazando de oeste a este aproximándose a Sudamérica. Confirmando este desplazamiento, el 22/03, un día después, esta vaguada se estaría ubicando entre los 20°S/92°W, manteniendo la misma latitud, pero extendiendo su área, así para el día 23/03 (día del evento), esta vaguada se acerca más aun a las costas de Perú (16°S/82°W), debido a que la dorsal que la antecede la impulsa, y empieza a segregarse

de la corriente en chorro, fortaleciendo su vorticidad ciclónica (se empieza a evidenciar la presencia de una DANA). El día 24/03 como se muestra en la imagen, el sentido de giro casi completa una circunferencia y su lado oriental se encuentra ubicado sobre Sudamérica. La DANA el día 25/03 se encuentra completamente segregada y describe un vorticidad ciclónica completa. Sin embargo, se empezaría a desintensificar el día 26/03 y continua su desplazamiento sobre el continente perdiendo su configuración.

4.7.4. Vorticidad Potencial – Corte transversal 30°S

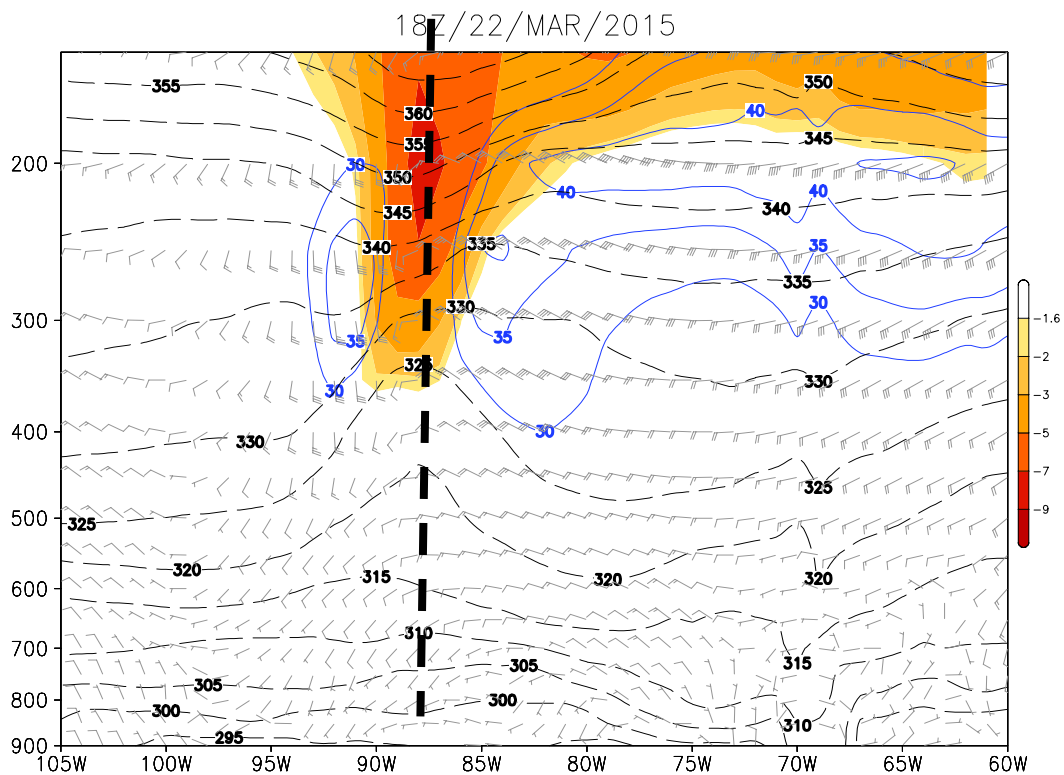


Figura 43. Vorticidad potencial ($m^2 \cdot K \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 22/03.

18Z/23/MAR/2015

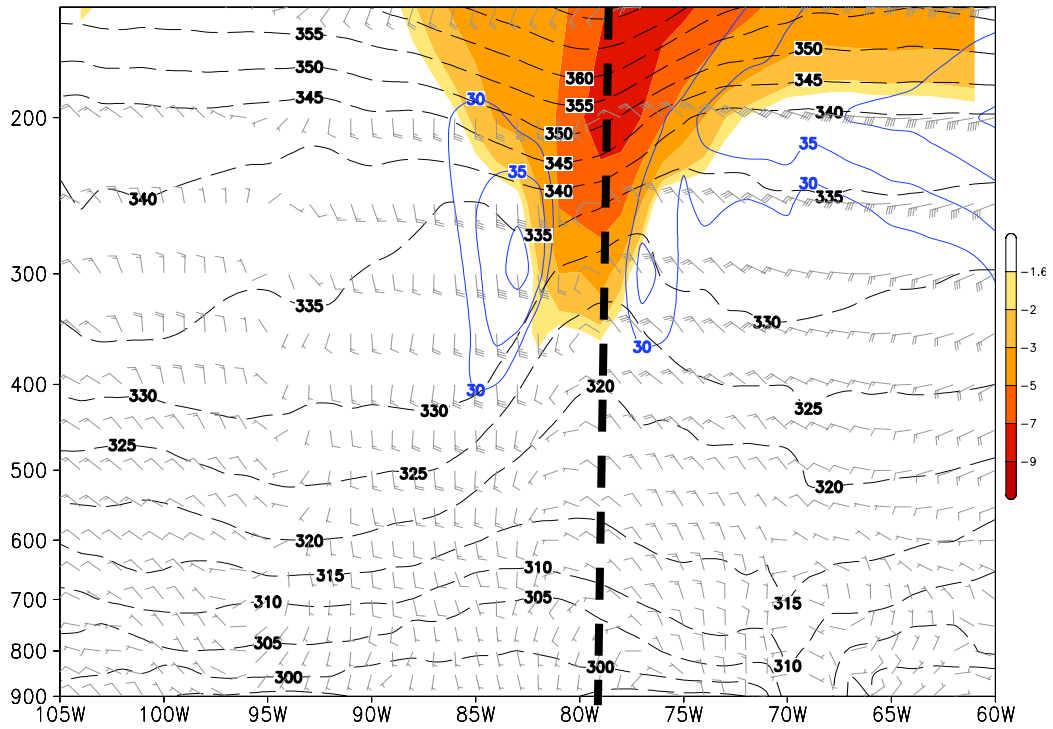


Figura 44. Vorticidad potencial ($\text{m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 23/03.

18Z/24/MAR/2015

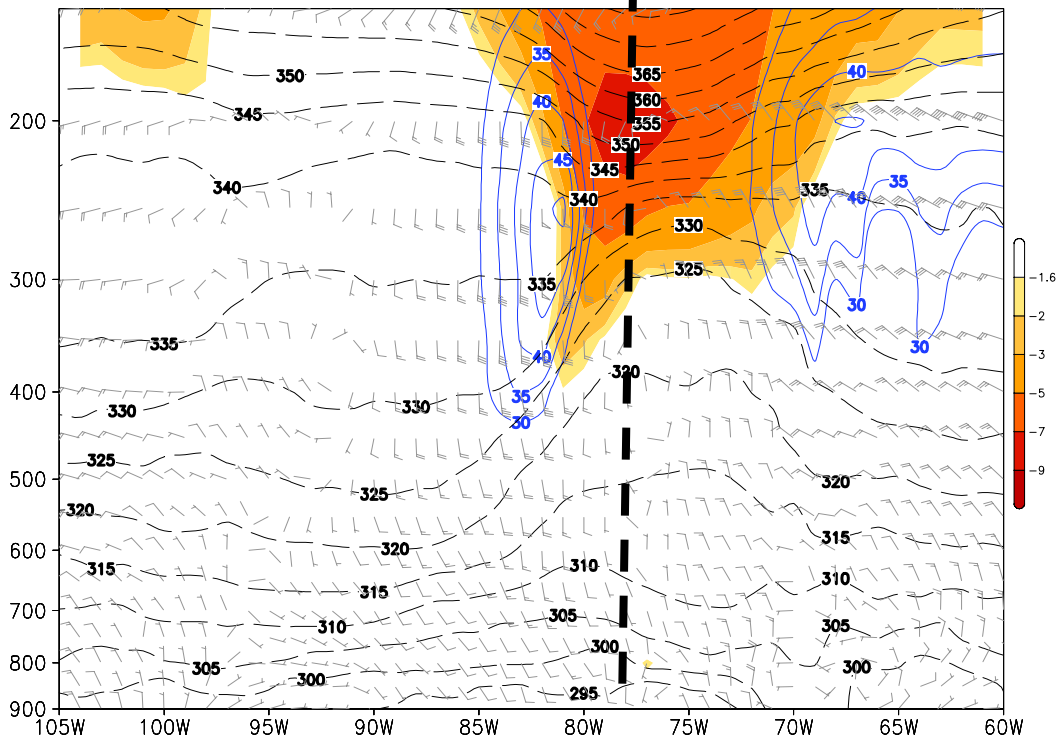


Figura 45. Vorticidad potencial ($\text{m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 24/03.

18Z/25/MAR/2015

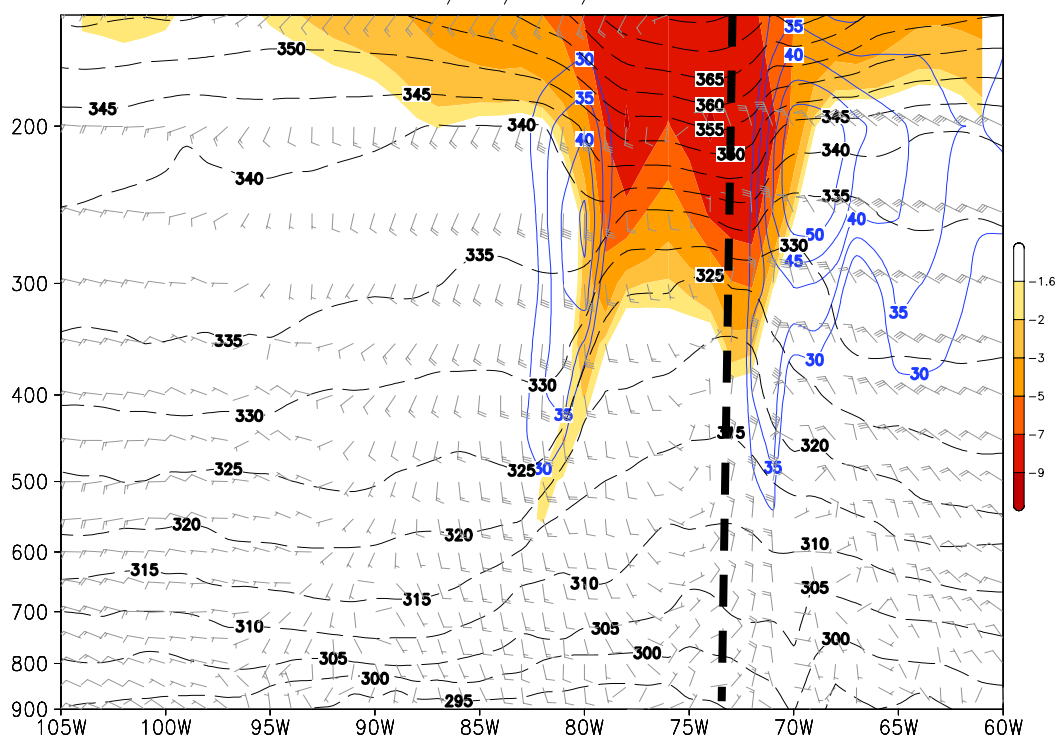


Figura 46. Vorticidad potencial ($\text{m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, shaded), temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$, líneas negras), viento (kt, barbas) y magnitud de viento (kt, líneas azules) 25/03

Como se muestra en la figuras anteriormente, a través de un corte transversal se muestra el desplazamiento longitudinal de la DANA desde el 22/03 al 25/03 a una latitud constante de 30°S . Se observó que en toda la columna atmosférica predomina la vorticidad ciclónica que presenta el viento (barbas), ya que hay ingreso de flujos del sur por el lado izquierdo de la línea negra entrecortada (representa el eje vertical del núcleo del sistema), y del norte por el lado derecho.

Por otro lado, si analizamos el comportamiento de la temperatura potencial (líneas negras horizontal) en diferente niveles isobáricos desde los 900hPa hasta los 280hPa, nos percatamos que a medida que nos acercamos horizontalmente al eje vertical la magnitud de esta variable disminuye, y si nos alejamos de él aumenta (la configuración de las líneas es tipo una campana), por lo que podemos indicar que se trata de un núcleo frío. Por encima de los 280 hPa el comportamiento de la temperatura potencial es inverso (incrementa a medida que nos acercamos al eje vertical), el cual es explicado por la intrusión de aire estratosférico (intrusión de aire más caliente) como consecuencia del hundimiento de la tropopausa.

También observamos la presencia de la corriente en chorro (líneas azules), con núcleos de hasta 50 kt, el cual está asociado al paso de la vaguada (absorbe aire frío de niveles altos hasta niveles medios) y su posterior segregación, lo que provoca el hundimiento de la tropopausa, comprimiendo la columna troposférica y que se representa con la vorticidad potencial (shaded), llegando en este caso hasta los 400 hPa, considerando un límite de 1.6UVP (OMM, 1986). Este comportamiento también fue observado en Quispe, N. 2009.

4.7.5. Análisis Imágenes Satelitales

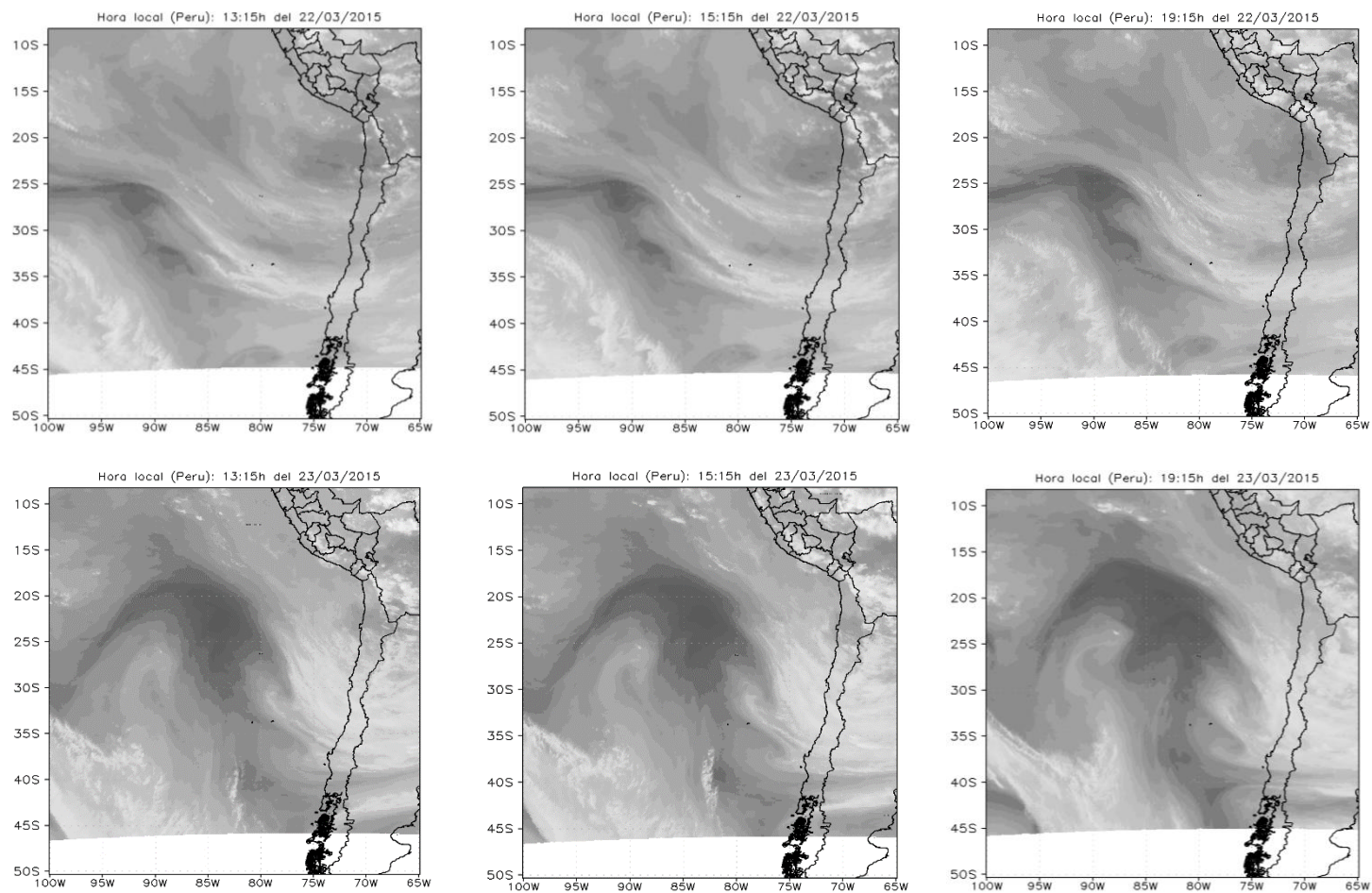


Figura 47. Imagen satelital vapor de agua GOES 13 canal 1. 22/03 y 23/03

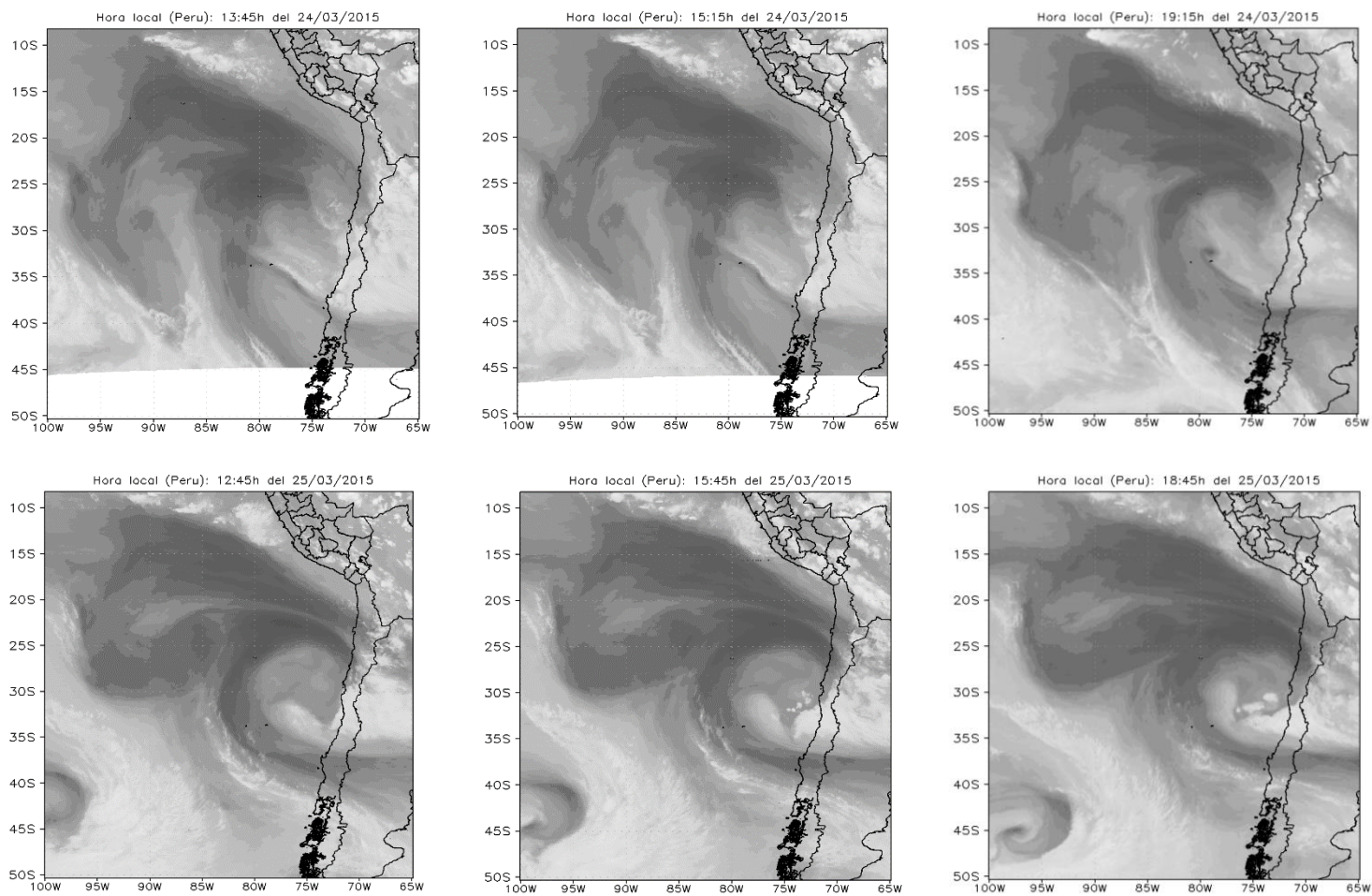


Figura 48. Imagen satelital vapor de agua GOES 13 canal 1. 24/03 y 25/03.

Como se observa en las figuras 47 y 48 las imágenes vapor de agua entre los días 22/03 y 23/03 nos muestran una vaguada desplazándose de oeste a este y que se profundiza ingresando de latitudes mayores a menores, frente a las costas del sur de Perú y norte de Chile. Así mismo, se muestra una banda con un tono gris que forma un vórtice, el cual está asociado a la formación de la DANA, así como la presencia de una banda oscura, la cual nos indica la entrada de aire frío donde los flujos de viento son más intensos.

Para estos cuatro días de análisis también se observa en el lado derecho del vórtice ciclónico una franja blanca moteada que se extiende desde la región central de los Andes del Perú hacia el norte de Chile, este comportamiento está asociado a la actividad convectiva (condiciones de tiempo severo), donde se da el desarrollo de nubosidad que se expande hacia los niveles altos. La formación de nubosidad en la región sur del Perú estuvo asociada a la contribución de la humedad del Pacífico oriental al continente principalmente, como ya se describió anteriormente, produciéndose importantes lluvias en la vertiente occidental centro y sur del país y norte de Chile.

Este sistema finalmente al ingresar a continente pierde su configuración, desintensificándose debido a la presencia de la cordillera de los Andes juega el papel de barrera montañosa.

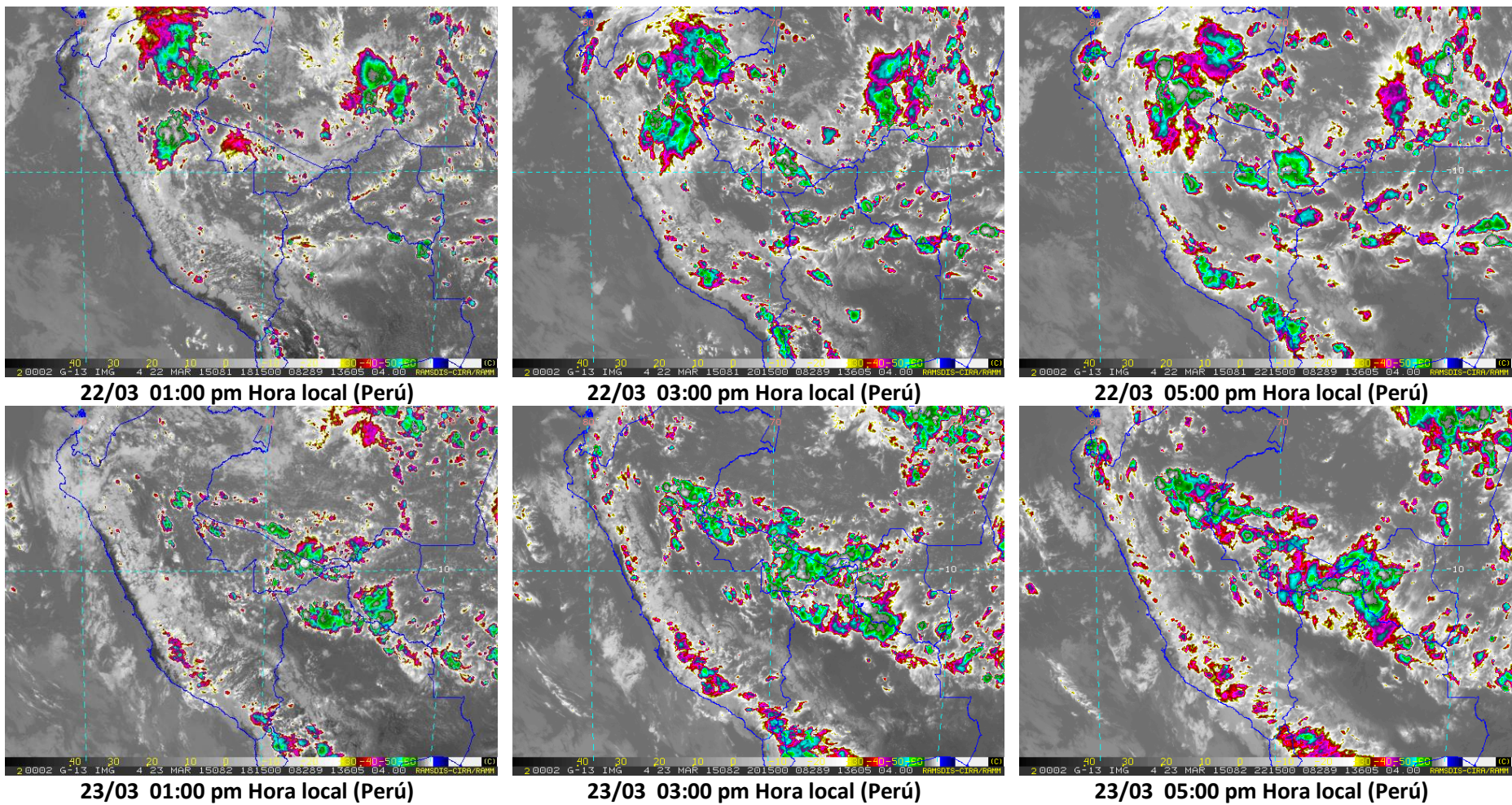


Figura 49. Imágenes satelitales RAMSDIS GOES 13 Infrarrojo

En la figura 49 se identificó la áreas de mal tiempo empleando imágenes infrarrojo en donde se observan topos de hasta -60°C en selva norte y a lo largo de la vertiente occidental centro y sur del país (desde el departamento de Ancash hasta Tacna), principalmente. Estos topos fríos nos indican la presencia de sistemas convectivos desencadenantes de precipitaciones de moderada a fuerte intensidad para los días 22/03 y 23/03. Estas condiciones de mal tiempo se inician pasando el medio cuando las condiciones principalmente de convección e inestabilidad atmosférica son propicias, durando toda una tarde y finalizando en horas la noche, cuando los sistemas convectivos se desintensifican.

4.7.6. Análisis Imágenes Satelitales: Chosica

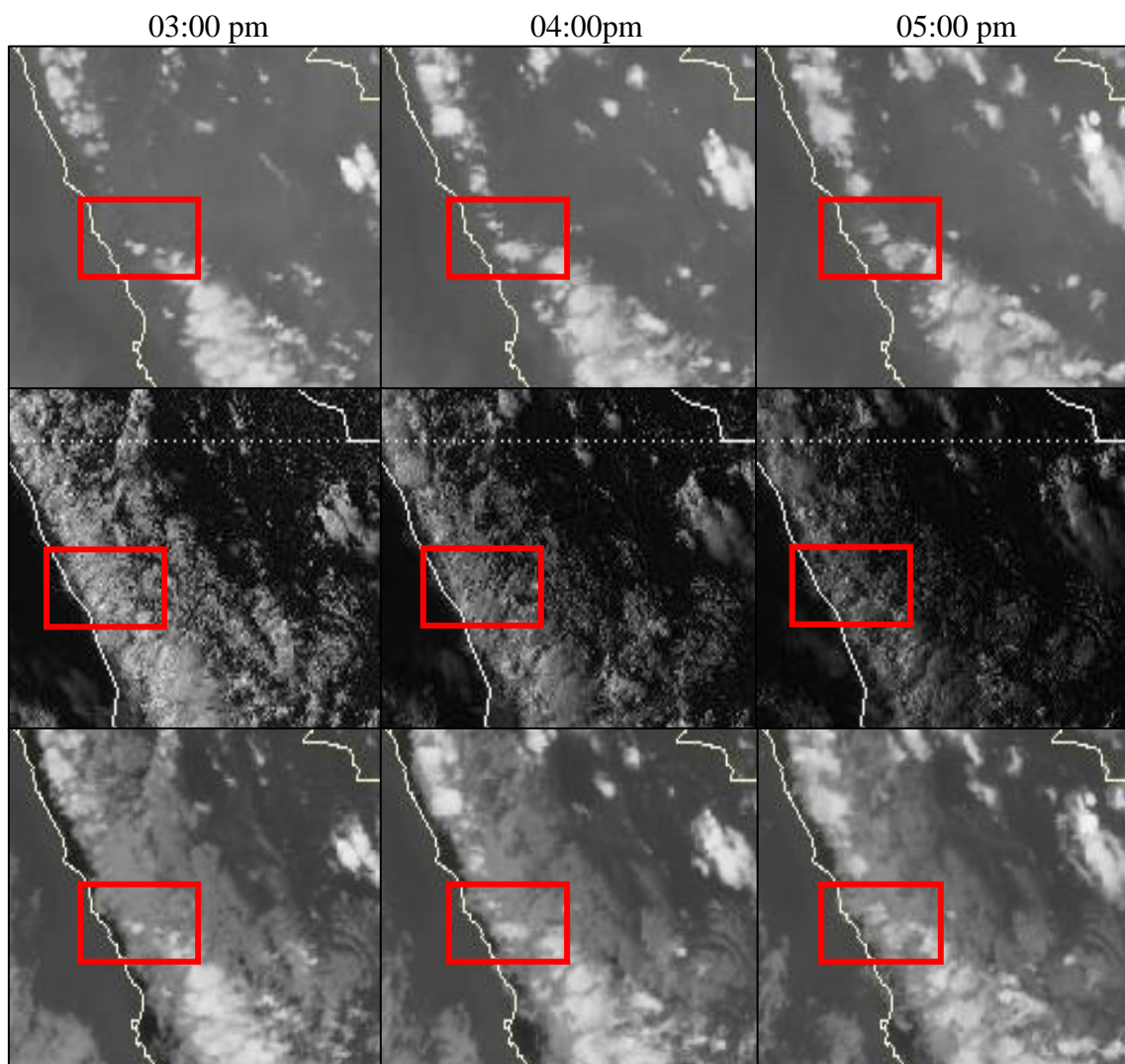


Figura 50. Imágenes de Satélite GOES 13 Vapor de Agua (WP), Visible (VIS) e Infrarrojo (IR) respectivamente. FUENTE: CPTEC

La figura 50 muestra la secuencia temporal del comportamiento de la cobertura nubosa sobre el área de estudio para el día 23/03 entre las 03:00 y 05:00 pm (hora que se dio la precipitación anómala). Como se observa para los tres tipos de imágenes (vapor de agua, visible e infrarrojo) el desarrollo y presencia de nubosidad sobre el cuadro rojo es gradual a medida que pasan las horas. Para el caso de las imágenes de vapor de agua, estas nos muestran el contenido de humedad, así, lo que se observa de color blanco son zonas de alto contenido de humedad y las áreas de color negro o gris oscuro son zonas secas, por lo que, las zonas de color blanco sobre el cuadro rojo son las nubes sobre Chosica con alto contenido de humedad que se van aumentando de volumen a medida que pasa el tiempo.

Para el caso de las imágenes visible, estas nos muestran el brillo reflejado por la presencia de nubosidad sobre el área de estudio, por lo que se muestran más claramente a las 03:00 y 04:00 pm debido a que hay más luz solar, y el satélite logra captar el brillo (durante la noche el satélite no puede captar ese brillo reflejado por la nubosidad). Finalmente las imágenes infrarrojo nos muestran la presencia de nubes con menor temperatura (zonas blancas), las cuales mientras más blancas seas, más frías serán y tendrán la característica de generar precipitación ya que se tratan de nubes con alta inestabilidad atmosférica (nubes de desarrollo vertical y en niveles altos).

4.8. Formulación de un modelo conceptual

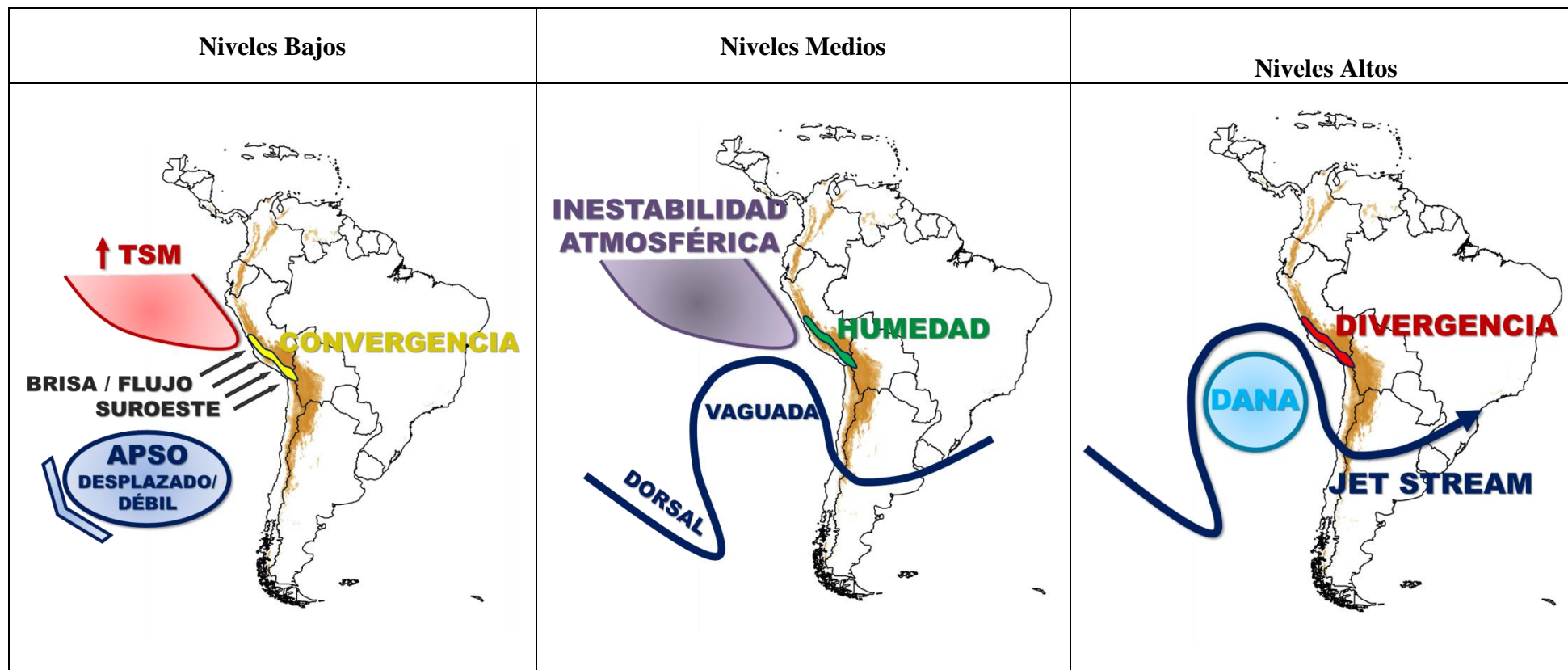


Figura 51. Modelo Conceptual para la generación de lluvias extraordinarias en la vertiente occidental centro y sur

4.8.1. Niveles Bajos

Como se observa en la figura 51 para la generación de lluvias extraordinarias en la sierra centro y sur del Perú, en niveles bajos se identificó la presencia de convergencia sobre la sierra centro y sur, y flujos del suroeste que contribuyeron con la convección, así mismo, el alto contenido de humedad aportada por el incremento de la TSM (anomalías positivas) en el océano Pacífico oriental y el APSO presentó una reducción de la influencia de los flujos paralelos a la costa Peruana, debido a su ubicación durante los días del evento.

4.8.2. Niveles Medios

Por otro lado, en niveles medios se presentó alto contenido de humedad sobre la cordillera de los Andes, como también, condiciones de una atmósfera inestable sobre el Pacífico oriental (se reduce la inversión de los Alisios) que contribuye con la convección en esta región, y finalmente, la presencia de una vaguada precedida por una dorsal, sobre el Pacífico oriental.

4.8.3. Niveles Altos

En niveles altos se identificó la presencia de una DANA en el Pacífico oriental, con gran influencia sobre el centro y sur del Perú, así como, su influencia hasta niveles medios de la atmósfera, la cual fue segregada a partir del paso del jet stream subtropical, y además de la divergencia sobre la vertiente occidental centro y sur de los Andes.

La combinación de estos factores océano-atmosféricos en diferentes niveles atmosféricos permitió el desarrollo de estas precipitaciones que sobrepasaron sus niveles promedio para la época, considerándose lluvias extraordinarias (valores por encima de sus percentil 99) para esta región del país.

V. CONCLUSIONES

De la identificación de patrones de circulación sinóptico asociado a las lluvias extraordinarias.

- Se identificó al APSO como patrón de circulación sinóptica determinante, ya que debido a su ubicación latitudinal y longitudinal presentó un menor grado de influencia de lo habitual de sus flujos del sur paralelos a la costa peruana, permitiendo el ingreso de vientos provenientes del suroeste.
- La presencia del Jet Stream Subtropical y su influencia hasta latitudes tropicales fueron determinantes para generar las condiciones de tiempo severo durante el evento.
- A consecuencia de la estrangulación del jet o segregación de la vaguada se configuró claramente el sistema DANA, el cual apporto altos contenido de humedad, contribuyó con la inestabilidad atmosférica sobre la región de análisis y moduló la precipitación durante los días del evento.
- Las teleconexiones jugaron un papel muy importante, ya que el ciclón desarrollado en el Pacífico occidental, por medio de ondas Rossby advectó vorticidad ciclónica, trasladando una vaguada de oeste a este, la cual fue uno de los factores principales en el estado de la atmósfera durante el mes.
- La precipitación durante el evento fueron de gran intensidad, las cuales obedecen a la configuración sinóptica y comportamiento a mesoescala presentados durante el mes de marzo del 2015 en el océano Pacífico y sobre el territorio nacional.

Del análisis y diagnóstico sinóptico previo y durante el evento.

- Se presentó divergencia en niveles altos (200 hPa) sobre el área de análisis, cumpliéndose el primer paso del método del embudo. A pesar de presentar valores bajos, es considerable respecto al territorio nacional, donde no se observó la presencia de esta variable. De igual manera con la convergencia en niveles, esta variable se hizo presente sobre las regiones donde se desarrollaron los sistemas convectivos, permitiendo que se lleve a cabo la convección sobre la vertiente occidental centro y sur.
- En cuanto la humedad atmosférica presentada sobre pacífico oriental y la cordillera de los Andes, se observó claramente, la advección de esta variable desde el Pacífico ecuatorial hacia la zona costera del litoral peruano, y posicionándose en niveles medios sobre la vertiente occidental centro y sur, durante los días del evento, el cual es un comportamiento clave para el desarrollo de núcleos convectivos.
- Por otro lado el incremento de los valores de los índices de estabilidad atmosférica, obedecen al incremento de la TSM en el Pacífico oriental (debido al debilitamiento de los viento Alisios y en consecuencia el ingreso de aguas calidas hacia las costas de Perú), así como las regiones donde esta se presenta, inestabilizando la atmósfera, generando áreas de convección más amplias y el mal tiempo con nubosidad de desarrollo vertical.
- Si bien es cierto los flujos del sur procedentes del APSO se debilitaron durante los días del evento, y se observó un ingreso del suroeste hacia el territorio, no se describió con certeza a este comportamiento como el gatillador, por lo que se realizó un análisis a mesoescala, en el que se identificó a la brisa de mar como el disparador de este evento.

De la formulación del modelo conceptual

- Se estableció un modelo conceptual para el evento de lluvias extraordinarias en la sierra centro y sur, el cual describe los patrones sinópticos y condiciones océano-atmosféricas en la columna atmosférica que favorecieron las condiciones de tiempo severo.

VI. RECOMENDACIONES

- El estudio de los eventos de precipitación extrema es un tema de gran interés, dado a que nos permite caracterizar el clima y la hidrología de cada región, como en este caso la vertiente occidental centro y sur de los Andes peruanos, por lo que se recomienda su evaluación para prevenir sucesos que puedan poner en riesgo infraestructuras e incluso vidas humanas.
- Se recomienda analizar casos similares al con el objetivo de establecer las condiciones necesarias (patrones sinópticos) para el desarrollo de convectivos y tiempo severo.
- Se recomienda emplear datos de reanálisis de ERA Interim cuando se analice la divergencia en altura y niveles bajos ya que muestra mejor el comportamiento de esta variable que el modelo GFS.
- Se recomienda que esta investigación sea de utilización futura por parte de autoridades tomadoras de decisiones, quienes con ayuda de instituciones que velan y legislan por la seguridad nacional como el Instituto de Defensa Civil INDECI, puedan gestionar una administración de protección de la vida y de la infraestructura social, generando una cultura de prevención en la población afectada.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. 1998. Elementos del clima del Altiplano Sud Americano. Rev. Geofísica PGH. 44. 37-55.
- Agosta, E. & Barrucand, M. 2012. Condiciones medias de invierno y ondas cuasi-estacionarias de Rossby asociadas a la frecuencia invernal de noches frías y cálidas en Argentina subtropical. Rev. GEOACTA. 37 (2). 147-166.
- Alfaro, L. 2014. Estimación de umbrales de precipitaciones extremas para la emisión de avisos meteorológicos. Nota Técnica 001. SENAMHI. DGM. 1-11.
- Ambrizzi, T. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. Rev. Journal of the Atmospheric Sciences. 52. 3661-3672.
- Andrews, D. & Holton, C. 1987. Leovy Middle Atmosphere Dynamics, Academic Press.
- Avalos, G. 2009. Evaluación del Modelo Eta/SENAMHI en la previsión de la precipitación durante los periodos lluviosos 2002 y 2003. Rev. Peruana Geo-Atmosférica. 108-124.
- Branstator, G. 1983. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. Rev. Journal of the Atmospheric Sciences. 40. 1689-1708.
- Campetella, C. Et al. 2009. Relación entre las bajas segregadas y la precipitación en el sur de Sudamérica. In: CONGREGMET X y CLIMET XIII, 10, 2009, Buenos Aires.
- Campetella, C. & Possia, N. 2007. Upper-level cut-off lows in southern South America. Rev. Meteorology and Atmospheric Physics. 96. 181- 191.
- Cole, J. 2002. Nociones de la regresión lineal. Universidad Francisco Marroquín.
- Davison, M. & Gálvez, J. 2016. WPC International Desks. Índices de Estabilidad. 1- 104.
- DeRubertis, D. 2006. Recent Trends in Four Common Stability Indices Derived from U.S. Rev. Radiosonde Observations. Journal of Climate. 19. 309-323.

- Fuenzalida, H. Et al. 2005. A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Rev. Journal of Geophysical Research*. 110.
- Garreaud, R. & Fuenzalida, H. 2007. The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modeling Study. *Rev. Monthly Weather Review*. 135. 1596–1613.
- Garreaud, R. & Seluchi, M. 2001. Pronóstico de la convección en el Altiplano Sudamericano empleo el modelo regional Eta/CPTEC, 2. *Rev. Meteorológica*. 26 (1 y 2). 25 – 38.
- Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. Copernicus Publication. 1-9.
- George, J. 1960. Weather and forecasting for Aeronautics. Academic Press. 673.
- Gilford, M. 1992. South of the Amazon River A Climatological Study. Environmental Technical Applications Center. 1-152.
- Gimeno, L. 2007. Editorial: Special issue on cut-off low systems (COL). *Meteorology Atmospheric Physics*. 96. 1–2.
- Godoy, A. Et al. 2011. A Cut-Off Low in Southern South America: Dynamic and Thermodynamic Processes. *Rev. Brasileira de Meteorologia*. 26 (4). 503-514.
- Godoy, A. Et al. 2011. Un caso de baja segregada en niveles altos en el Sur de Sudamérica: descripción del ciclo de vida y su relación con la precipitación. *Rev. Brasileira de Meteorologia*. 26 (3). 491-502.
- Gómez, J. Et al. 2008. Estimación del espectro multifractal para series de precipitación horaria en los Andes tropicales de Colombia. *Rev. Acad. Colomb.* 498-500.
- Holton, J. 2004. An introduction to dynamic meteorology. 4 Ed. Academic Press. 1-535.
- Hoskins, B. & Ambrizzi, T. 1993. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *Rev. Journal of the Atmospheric Sciences*. 50. 1661-1671.
- Hoskins, B. Et al. 1985. On the use and significance of isentropic vorticity maps. *Quart. Rev. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 111 (470). 877-946.
- Insel, N. Et al. 2009. Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. Springer-Verlag.

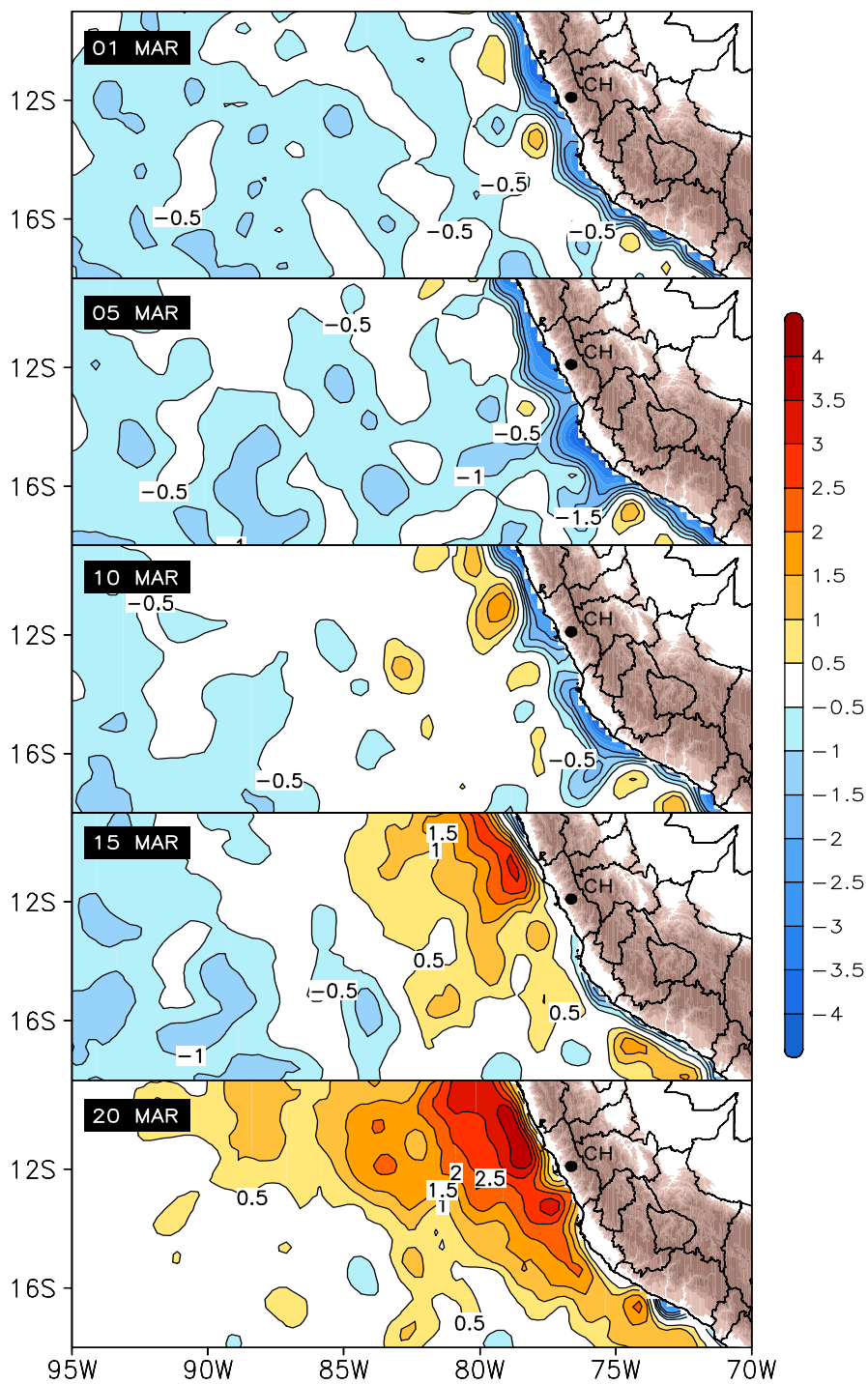
- INUMET, 2015. Nuevo producto en la Web de Predicción Numérica Índice Gálvez-Davison (GDI). 1-3.
- INDECI. 2015. Huaycos afectan el distrito de Lurigancho Chosica, Lima metropolitana. Informe de emergencia N° 581.
- Inzunza, J. 2006. Meteorología descriptiva. 225-260.
- Karoly, D. 1983. Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Rev. Dynamics of Atmospheres and Oceans*. **7**. 111-125.
- Lenters, J. Et al. 1999. Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. Atmospheric Science Program, Cornell University, Ithaca, New York.
- León, F. 2003. Las gotas frías / DANAS, Ideas y conceptos básicos. Nota técnica del Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP). Instituto Nacional de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente, España. no 38, 14 pp.
- Maish, E. 2012. La Vertiente Occidental del Perú. Artículos Técnicos sobre los Recursos Hídricos en la Provincia de Lima Perú y Temas Conexos. 1-3
- Marengo, J. 2000. Tropical midlatitude exchange of airmasses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events, *Int. J. Climatol.* **20**. 10–20.
- Mcintosh, D. 1972. Meteorological Glossary. Publicación de la Meteorological Office. 842. 160.
- Mendonca, M. 2013. Monzón sudamericano: la integración de la circulación amazónica y altiplánica y las variabilidades climáticas del altiplano andino chileno.1-5.
- Mesinger, F. 1984. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Rev. de Meteorología Aeronáutica*.195-202.
- Mitchell, T. Et al. 1992. The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *Rev. Journal of Climate*. **5**. 1140-1156.
- Montecinos, A. & Aceituno, P. 1997. Seasonality
- Müller, G. 2005. Tesis. Interannual variability of the frequency of frost occurrence in Pampa Humeda and its relationship with the associated atmospheric circulation. 1-217.

- Müller, G. & Ambrizzi, T. 2004. Respuesta en la Propagación de Ondas de Rossby a un Calentamiento Anómalo Tropical Asociado a Ocurrencia de Heladas Extremas. XIII Congreso Brasileiro de Meteorología. Brasil.
- Müller, G. & Ambrizzi, T. 2004. Propagación de ondas de Rossby en un flujo básico característico de ocurrencia extrema de heladas generalizadas. XIII Congreso Brasileiro de Meteorología. Brasil.
- Müller, G. & Ambrizzi, T. 2010. Rossby wave propagation tracks in southern hemisphere mean basic flows associated to generalized frosts over southern South America. *Rev. Atmosfera*. 23 (1). 25–35.
- OMM.1986. Atmospheric ozone. *Rev.16*. 264.
- OMM. 1992. Vocabulario Meteorológico Internacional. Publicación WMO No.182. 342.
- Palmen, E. & Newton, C. 1969. Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation. New York: Academic Press. 602.
- Pizarro, J. & Montecinos, A. 2000. Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. SIXTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY. 4. Santiago de Chile. 278-279.
- Quispe. 2009. Estructura dinámica de una baja fría. *Rev. Peruana Geo-Atmosférica*. (1). 125-133.
- Quispe, N. 2013. Evaluación climática de la depresión aislada en niveles altos (DANA's) sobre Sudamérica y océanos adyacentes y estudio de un caso en el pacífico oriental.
- Quispe, N. Et al. 2013. Cut off low Pressure over Ocean Pacific east, case study. 1-19
- Quispe, N. & Avalos, G. 2006. Intense snowstorm in the southern mountains of Peru associated to the incursion of Cut-Off Low-pressure systems at upper level. Proceedings of 8 ICSHMO. Foz do Iguacu. Brazil. April 24-28. INPE. 1945-1958.
- Reynolds, Richard W., Thomas M. Smith, Chunying Liu, Dudley B. Chelton, Kenneth S. Casey, Michael G. Schlax, 2007: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 20, 5473-5496

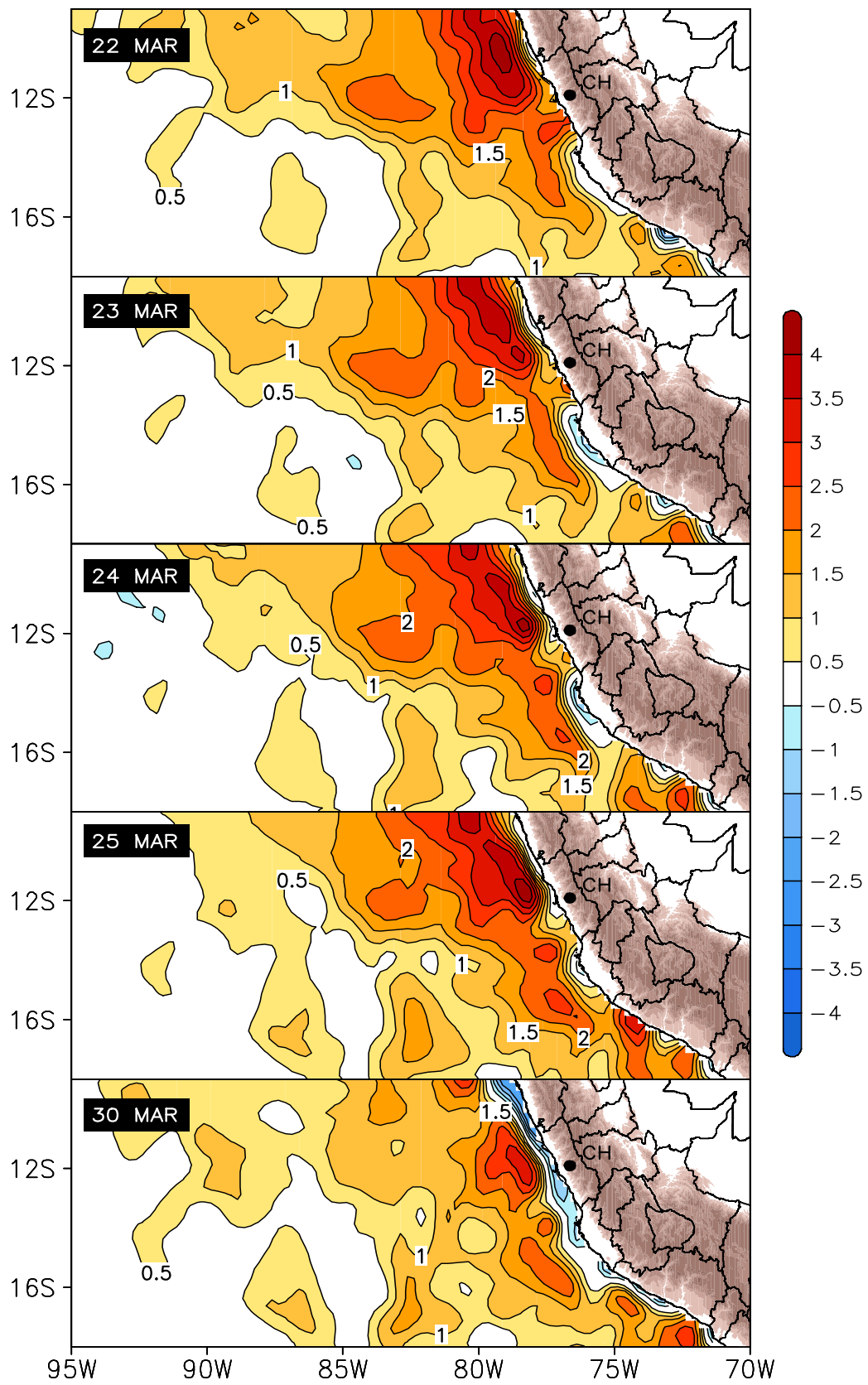
- Russián, G. Et al. 2015. Variaciones en baja frecuencia de la precipitación estacional en la región Pampa Amarilla y posibles forzantes. *Rev. Meteorológica*. 40 (1). 17-42.
- Sardeshmukh, P. & Hoskins, B. 1988. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *Rev. Journal of the Atmospheric Sciences*. 45. 1228-1251.
- SENAMHI, 2010. Monitoreo de la calidad de agua de los ríos Rímac, Chillón y Lurín. 1-13.
- Schwerdtfeger, W. 1976. High thunderstorm frequency over the subtropical Andes during summer: Cause and effects. *Climate of Central and South America*. 192-19.
- Valentí, M. Et al. 2011. Tendencias en la probabilidad de tormentas en el Suroeste de Europa. 97-104.
- Van Delden, A. & Neggers, R. 2003. A case study of tropopause cyclogenesis. *Meteorol. Appl.* 10. 197-209.
- Wilks, D. 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Second Edition. 50-51.

VIII. ANEXOS

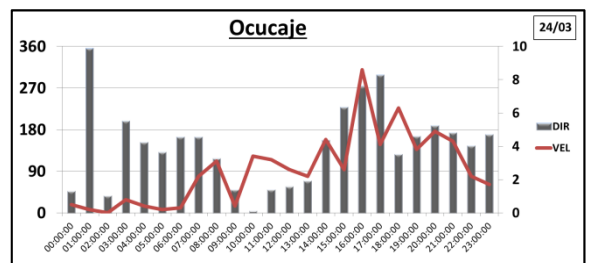
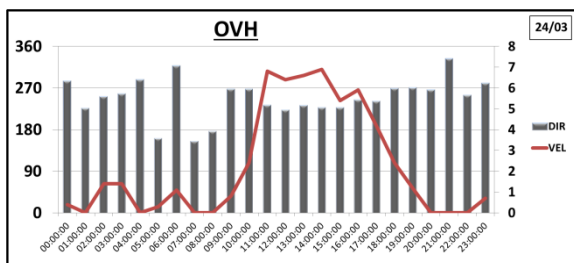
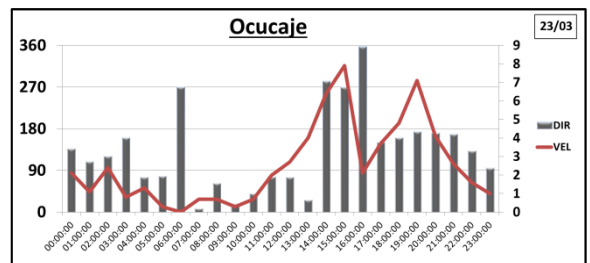
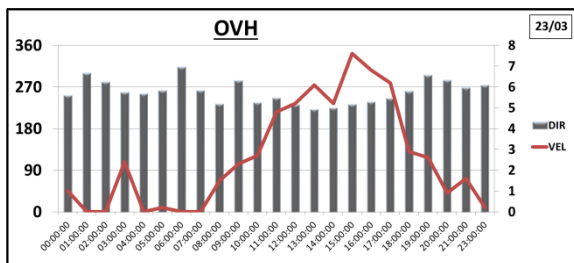
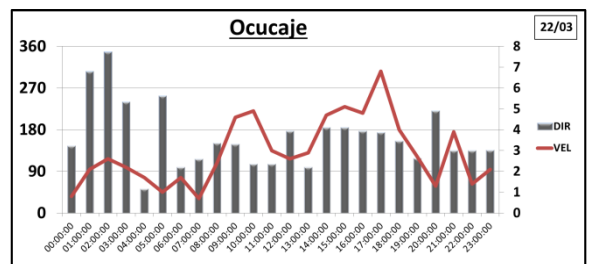
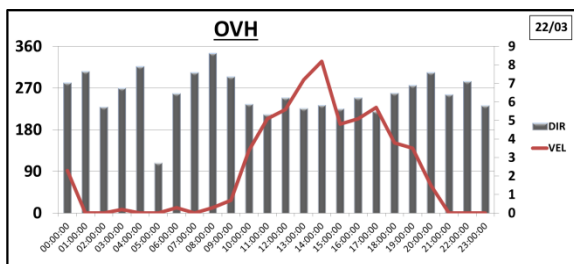
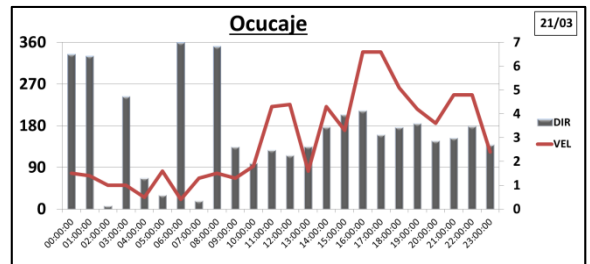
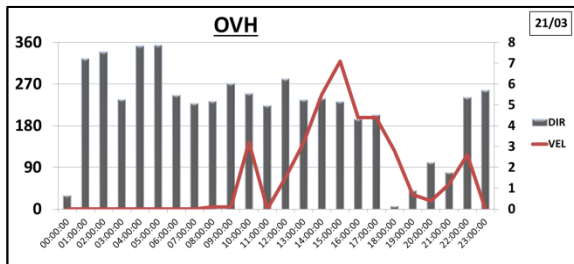
Anexo 1. Análisis de Anomalías TSM



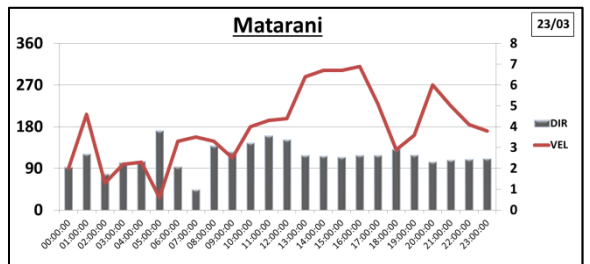
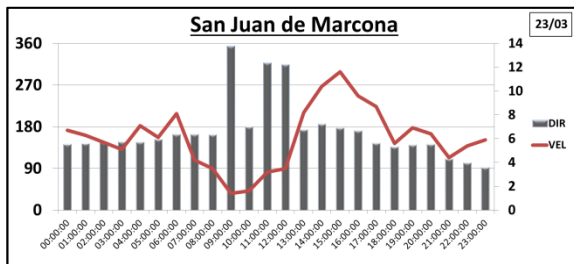
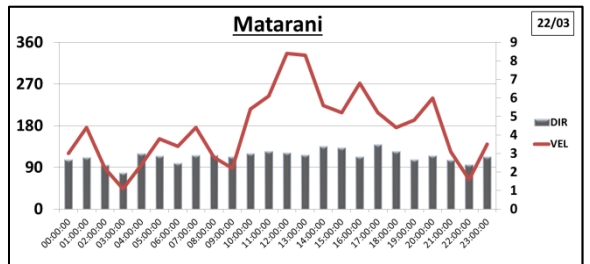
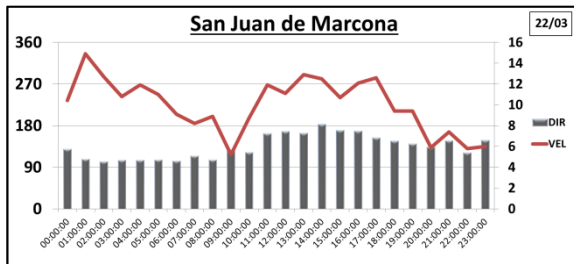
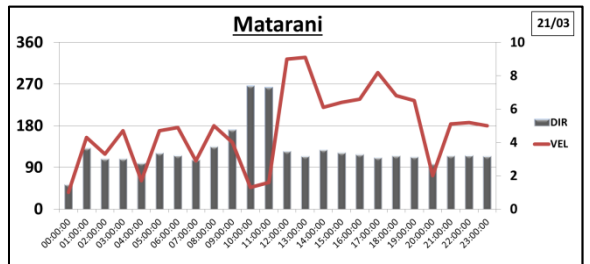
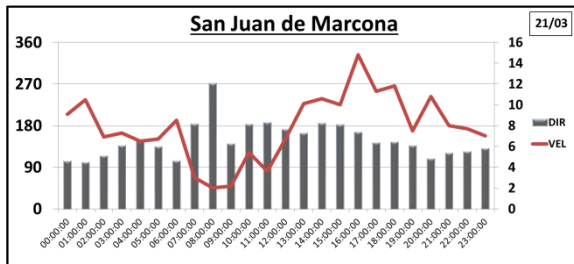
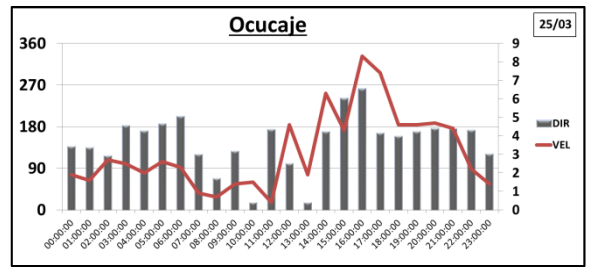
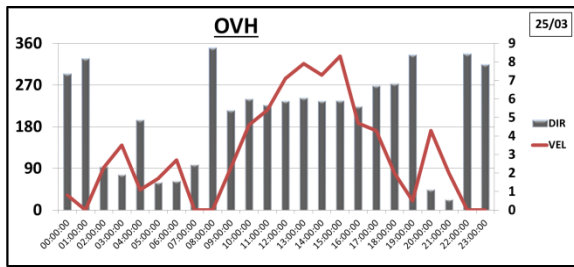
Continuación:

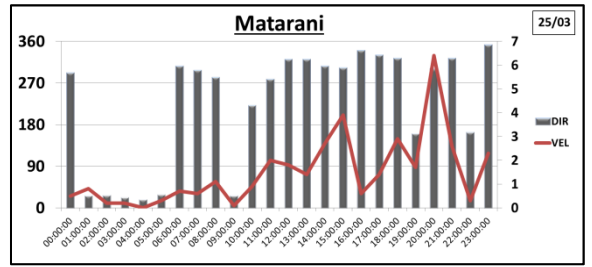
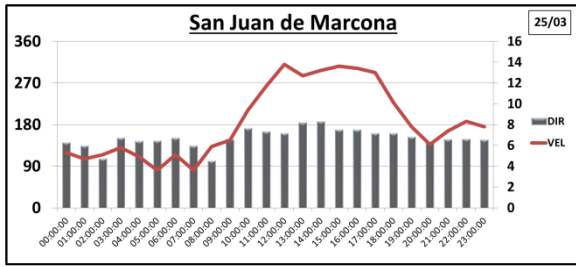
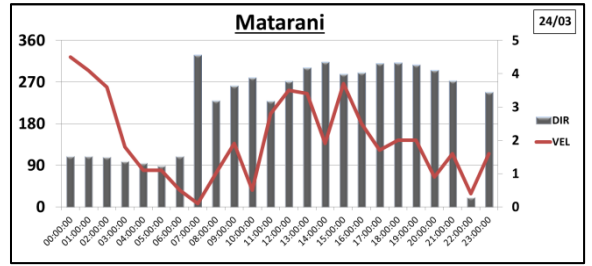
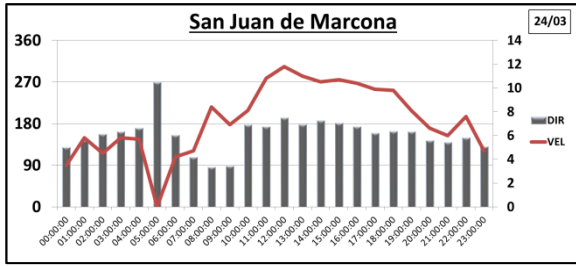


Continuación:



Continuación:





Fecha de emisión: Martes , 03 de Marzo de 2015

LLUVIAS EN SIERRA Y SELVA

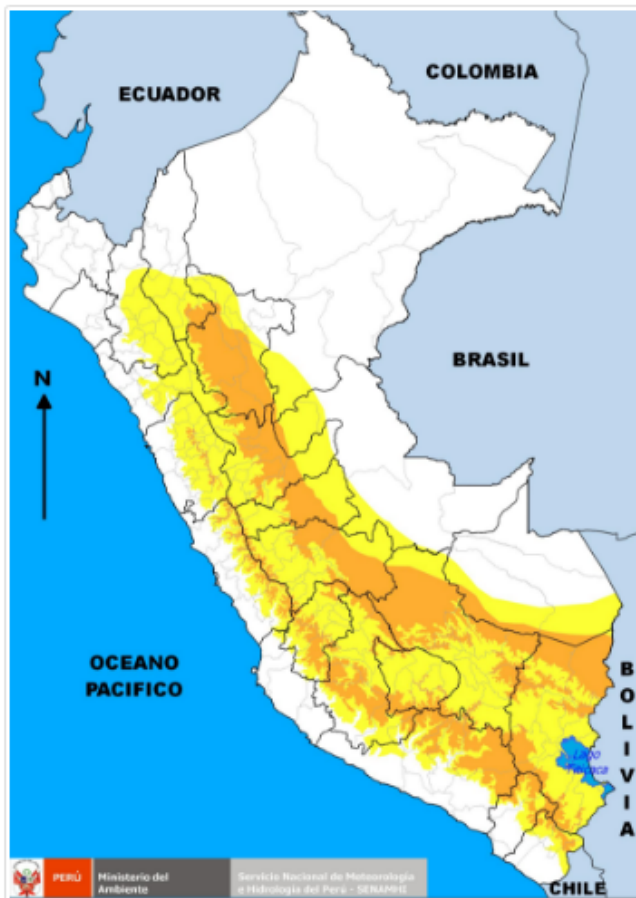
El SENAMHI informa que desde el 3 hasta el 8 de marzo continuarán las precipitaciones de moderada intensidad en gran parte de la cordillera y se intensificarán las lluvias en la selva alta del país. En la vertiente occidental de la cordillera (Ancash, Lima, sur de Huancavelica, sur de Ayacucho, Arequipa, Moquegua y Tacna), las precipitaciones más intensas se presentarán en las tardes del 3, 4 y 5 de marzo. En la vertiente oriental (Huánuco, Pasco, Junín, norte de Huancavelica, norte de Ayacucho, Apurímac, Cusco y norte de Puno) serán de mayor intensidad los días 6 y 7 de marzo. Se prevén granizadas aisladas en zonas por encima de los 3000 msnm y nevadas en altitudes superiores a los 4500-4700 msnm. En la selva alta del país, las precipitaciones serán muy intensas y abundantes en horas de la madrugada y en las primeras horas de la mañana, pudiéndose superar los 80-100 mm en 24 horas.

Departamentos alertados: AMAZONAS, ANCASH, APURIMAC, AREQUIPA, AYACUCHO, CAJAMARCA, CUSCO, HUANCABELICA, HUANUCO, JUNIN, LA LIBERTAD, LIMA, LORETO, MADRE DE DIOS, MOQUEGUA, PASCO, PUNO, SAN MARTIN, TACNA, UCAYALI.

Inicio del evento: Martes , 03 de Marzo de 2015 a las 20:00 horas (hora local)

Fin del evento: Domingo , 08 de Marzo de 2015 a las 08:00 horas (hora local)

Periodo de vigencia del aviso: **108 horas**



NIVELES DE PELIGRO

NIVEL 1

No es necesario tomar precauciones especiales.

NIVEL 2

Sea prudente si realiza actividades al aire libre que puedan acarrear riesgos en caso de mal tiempo, pueden ocurrir fenómenos meteorológicos peligrosos que sin embargo son normales en esta región. Manténgase al corriente del desarrollo de la situación meteorológica.

NIVEL 3

Se predicen fenómenos meteorológicos peligrosos. Manténgase al corriente del desarrollo de la situación y cumpla los consejos e instrucciones dados por las autoridades.

NIVEL 4

Sea extremadamente precavido; se predicen fenómenos meteorológicos de gran magnitud. Este al corriente en todo momento del desarrollo de la situación y cumpla los consejos e instrucciones dados por las autoridades.

Anexo 4. Aviso de lluvias en la selva (primer friaje del año 2015)

Aviso N°026

NIVEL 3

Fecha de emisión: Viernes , 27 de Marzo de 2015

LLUVIAS EN LA SELVA (PRIMER FRIAJE DEL AÑO)

El SENAMHI, informa que del 27 al 30 de marzo se esperan precipitaciones de moderada a fuerte intensidad en la selva. Iniciaré la noche del 27 en la selva sur, desplazándose hacia la selva central durante el día 28, y hacia la selva norte el 29. Este evento se relaciona con el primer friaje del año en la selva, el cual generará un descenso moderado de la temperatura máxima (diurna) en la selva sur (Madre de Dios, Puno y Cusco) registrándose valores de 26°C. La temperatura mínima (nocturna) bajará hasta los 18°C en la madrugada del día 28.

Departamentos alertados: AMAZONAS, CUSCO, HUANUCO, JUNIN, LORETO, MADRE DE DIOS, PASCO, PUNO, SAN MARTIN, UCAYALI,

Inicio del evento: Viernes , 27 de Marzo de 2015 a las 18:00 horas (hora local)

Fin del evento: Lunes , 30 de Marzo de 2015 a las 06:00 horas (hora local)

Periodo de vigencia del aviso: **60 horas**



NIVELES DE PELIGRO

NIVEL 1

No es necesario tomar precauciones especiales.

NIVEL 2

Sea prudente si realiza actividades al aire libre que puedan acarrear riesgos en caso de mal tiempo, pueden ocurrir fenómenos meteorológicos peligrosos que sin embargo son normales en esta región. Manténgase al corriente del desarrollo de la situación meteorológica.

NIVEL 3

Se predicen fenómenos meteorológicos peligrosos. Manténgase al corriente del desarrollo de la situación y cumpla los consejos e instrucciones dados por las autoridades.

NIVEL 4

Sea extremadamente precavido; se predicen fenómenos meteorológicos de gran magnitud. Este al corriente en todo momento del desarrollo de la situación y cumpla los consejos e instrucciones dados por las autoridades.