

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS



**“OLAS DE CALOR EN LA REGIÓN NORTE DEL PERÚ Y SU
CORRELACIÓN CON EVENTOS ENSO (1979 – 2018)”**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:
INGENIERO METEORÓLOGO**

DANIEL ENRIQUE PAREDES ORIHUELA

LIMA, PERÚ










2023

Document Information

Analyzed document	Tesis_final_Daniel_Paredes_Orihuela.docx (D153654171)
Submitted	2022-12-16 14:22:00
Submitted by	Ernesto Menacho Cassimiro
Submitter email	emenacho@lamolina.edu.pe
Similarity	2%
Analysis address	emenacho.unalm@analysis.arkund.com



Sources included in the report

SA	Universidad Nacional Agraria La Molina / Tesis_OC_SALUD_WL_180122.docx.pdf Document Tesis_OC_SALUD_WL_180122.docx.pdf (D146259246) Submitted by: vcmquebec@lamolina.edu.pe Receiver: vcmquebec.unalm@analysis.arkund.com		1
SA	RUIZ_JIMENEZ__BARTOLOME__Erasmus_201606.pdf Document RUIZ_JIMENEZ__BARTOLOME__Erasmus_201606.pdf (D47501905)		2
SA	Universidad Nacional Agraria La Molina / Ondas Kelvin oceánicas.pdf Document Ondas Kelvin oceánicas.pdf (D142716584) Submitted by: 20150338@lamolina.edu.pe Receiver: mcastillo.unalm@analysis.arkund.com		3
SA	Rodriguez_Antonio_Tesis_Maestría_ESPOL_18abril17.docx Document Rodriguez_Antonio_Tesis_Maestría_ESPOL_18abril17.docx (D27828934)		7
SA	TESIS_Esmeraldas2022.docx Document TESIS_Esmeraldas2022.docx (D144698865)		1
W	URL: https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/333_zona-de-convergencia-intertropical-zcitAllasi Fetched: 2022-12-16 14:25:00		1
W	URL: https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/16/8/1520-0442_2003_16_1249_aqoei_2.0.co_2.xml Fetched: 2021-11-12 19:54:15		1
W	URL: https://xdoc.mx/preview/febrero-2016-instituto-geofisico-del-peru-5de6c2f0320fd Fetched: 2022-12-13 02:11:57		4
W	URL: https://tesis.pucp.edu.pe/repositorio/bitstream/handle/20.500.12404/18668/MARTINEZ_GRIMALDO_DE... Fetched: 2022-12-13 02:11:43		2

Entire Document

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
FACULTAD DE CIENCIAS

**UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA
LA MOLINA**

FACULTAD DE CIENCIAS

**“OLAS DE CALOR EN LA REGIÓN NORTE DEL PERÚ Y SU
CORRELACIÓN CON EVENTOS ENSO (1979 – 2018)”**

Presentado por:

DANIEL ENRIQUE PAREDES ORIHUELA

Tesis para Optar El Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Eusebio Idelmo Cisneros Tarmeño

PRESIDENTE

Mg. Lic. Fis. Juan Manuel Pesantes Rojas

MIEMBRO

Mg. Martin Benedicto Sandoval Casas

MIEMBRO

Dr. Ernesto Ever Menacho Casimiro

ASESOR

Mg. Sc. Yessica Beatriz Debo Montero

Co ASESORA

DEDICATORIA

A dios por guiar mi camino, a mis padres, mi hermana, mi pareja que son mi fuente motivación para culminar mis estudios, y me demuestran su interés en las decisiones que tomo para mi bienestar.

A mi abuelo en el cielo Alberto quien a través de su carisma y sonrisa me enseñó cosas importantes en la vida.

A mi tío Miguel que fue mi apoyo en mi etapa de estudiante universitario como un segundo padre.

AGRADECIMIENTO

Gracias a mi asesor Dr. Ever Menacho, por sus continuos consejos y sugerencias para la realización de esta investigación.

A mi maestro Fernando Allasi y mi Co Asesora Yessica Debo por sus enseñanzas continuas, apoyo y formación en mi vida profesional, así como en la finalización de este trabajo.

A la Dirección de Hidrografía y Navegación (DIHIDRONAV) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) por permitirme el uso de la información meteorológica.

Al jurado calificador de la tesis, el profesor Eusebio Cisneros, Martin Sandoval y Juan Pesantes, por sus sugerencias y apoyo.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	xii
ABSTRACT	xiii
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1. Olas de Calor	3
2.1.1. Causas	4
2.1.2. Variabilidad Climática de las Olas de Calor y su relación con el ENSO	4
2.1.3. Variables meteorológicas asociadas a olas de calor	7
2.2. Circulación general de la atmósfera	10
2.2.1. Meridional	10
2.2.2. Modelo de las Tres Células	10
2.2.3. Circulación de Walker	11
2.3. Circulación Oceánica	13
2.3.1. Estructura vertical del Océano.....	14
2.3.2. Corrientes Oceánicas	15
2.4. El Niño Oscilación del sur (ENSO)	16
2.4.1. Regiones	16
2.4.2. Tipos de El Niño.....	17
2.4.3. Aspectos Generales.....	19
2.4.4. Características Océano – Atmosférica.....	20
2.4.5. Índices Climáticos asociados al monitoreo del ENSO	23
2.5. Estabilidad atmosférica	30
2.5.1. Temperatura potencial (θ).....	30
2.5.2. Temperatura potencial equivalente (θ_e)	30
2.5.3. Aire no saturado.....	31
2.5.4. Aire saturado.....	32
2.6. Climatología sinóptica sobre la costa norte.....	32
2.6.1. Circulaciones atmosféricas	32
2.6.2. Génesis de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur	34
2.6.3. Procesos meteorológicos de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur sobre la costa del Perú	34

2.6.4.	Anticiclón del Pacífico sur (APS)	36
2.6.5.	Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).....	38
2.6.6.	Alta de Bolivia (AB).....	39
2.6.7.	Vaguada Ecuatorial (NET)	41
2.6.8.	Vórtice Ciclónico de Altos Niveles (VCAN)	42
2.7.	Autocorrelación Espacial	43
2.7.1.	Índices Globales	43
2.7.2.	Índices Locales	46
III.	MATERIALES Y METODOS	48
3.1.	Área de Estudio	48
3.2.	Materiales	49
3.2.1.	Información meteorológica.....	49
3.2.2.	Softwares	51
3.2.3.	Información de índices climáticos asociados al ENSO	51
3.3.	Métodos	51
3.3.1.	Determinación de la presencia de olas de calor durante episodios ENSO	53
3.3.2.	Determinación de la correlación entre índices climáticos asociados al ENSO y eventos de olas de calor	55
3.3.3.	Identificación de la dinámica atmosférica asociados a eventos de olas de calor.....	60
3.3.4.	Planteamiento de un modelo conceptual de predicción, para evaluar la correlación entre olas de calor y ENSO	61
IV.	RESULTADOS Y DISCUSIONES	62
4.1.	Determinación de la presencia de olas de calor durante episodios ENSO.....	62
4.1.1.	Cálculo de umbrales	62
4.1.2.	Cálculo del IOC (Índice de Ola de Calor)	66
4.2.	Determinación de la correlación entre índices climáticos asociados al ENSO y eventos de olas de calor.....	67
4.2.1.	Correlación de Pearson entre IOC e índices climáticos	67
4.2.2.	Correlación lineal de Spearman.....	70
4.2.3.	Análisis espacial	75
4.3.	Identificación de la dinámica atmosférica asociados a eventos de olas de calor ..	80
4.3.1.	Dinámica General de la atmósfera.....	80
4.3.2.	Dinámica atmosférica en el área de estudio	95

4.4.	Identificación modelo conceptual para predicción de olas de calor.....	117
V.	CONCLUSIONES.....	119
VI.	RECOMENDACIONES	120
VII.	BIBLIOGRAFÍA.....	121
VIII.	ANEXOS.....	130

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Zonas de monitoreo del ENSO sobre el Pacífico ecuatorial.	17
Tabla 2: Categorías de las anomalías de temperatura según el ONI.	25
Tabla 3: Categorías de las anomalías de temperatura según ICEN.	25
Tabla 4: Registro histórico de los eventos El Niño basado en el ONI clasificados entre ligero a muy fuerte.	29
Tabla 5: Listado de estaciones meteorológicas automáticas y convencionales usadas para la investigación.	50
Tabla 6: Métodos usados para el análisis exploratorio.	53
Tabla 7: Tabla de trabajo para la estimación del IOC.	55
Tabla 8: Variables utilizadas para la correlación de Spearman entre IOC, altura geopotencial y TSM.	58
Tabla 9: Tabla utilizada para identificación de autocorrelación espacial.	59
Tabla 10: Valores de percentiles tomados como umbrales, percentil 90 (P90), percentil (P95), percentil 99 (P99).	63
Tabla 11: Valores promedio de (IOC) para DEFMA de todas las estaciones meteorológicas desde 1979 – 2018.	66
Tabla 12: Valores de correlación de Pearson del IOC con cada índice climático asociado al ENSO.	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1:	a) Presión a nivel del mar, b) Temperatura del aire en superficie, c) Altura geopotencial a 500 hPa, d) Precipitación, e) Viento a 850 hPa, f) Viento a 250 hPa entre El Niño y La Niña.....	6
Figura 2:	Representación esquemática del movimiento ascendente y hacia el polo del aire en la célula de Hadley, que forma el chorro subtropical.	11
Figura 3:	Circulación de Walker (diciembre – febrero) durante condiciones neutrales. La parte convectiva asociada con flujos ascendentes se muestra sobre el océano.	12
Figura 4:	Anomalía generalizada de la circulación de Walker (diciembre – febrero) durante los eventos de El Niño, el calentamiento anómalo del océano en el Pacífico central y oriental desplaza el flujo ascendente al este de 180°.	13
Figura 5:	Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías en azul.....	14
Figura 6:	Estructura vertical del océano, en las aguas oceánicas se distinguen tres capas verticales bien definidas: la capa de mezcla, la piconclina y la capa profunda.....	14
Figura 7:	Forzamiento dinámico en la superficie oceánica	15
Figura 8:	Áreas de las regiones “El Niño” usadas para la monitoreo y evaluación del ENSO.....	17
Figura 9:	Anomalías de temperatura superficial del mar (°C) con intervalos de contorno de 0.2 °C, promedio de marzo a mayo durante El Niño (A). Promedio de agosto a octubre (B). Promedio de diciembre a enero (C).	18
Figura 10:	a) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Extraordinario, b) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Canónico, c) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Modoki.....	19
Figura 11:	Representación del océano superior y la circulación atmosférica en condiciones anómalas (a) El Niño y (b) La Niña.	20
Figura 12:	Descripción general de los procesos oceánicos y atmosféricos del sistema de atmósfera oceánica acoplada ecuatorial.	22
Figura 13:	Serie de tiempo de las anomalías de TSM de las regiones Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 en el Pacífico tropical central.	26

Figura 14: Índices de monitoreo E (Pacífico oriental) y C (Pacífico central), para El Niño y La Niña respectivamente	27
Figura 15: Evolución histórica de eventos ENSO evaluados con el índice MEI	29
Figura 16: Condiciones para a) estabilidad estática positiva b) inestabilidad estática negativa para el desplazamiento de parcelas de aire no saturados.	32
Figura 17: Advección térmica de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur a 500 hPa en la atmósfera de la costa.	35
Figura 18: Advección másica de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur a 500 hPa en la atmósfera de la costa.	36
Figura 19: Magnitud (color) y dirección (vectores) del promedio anual del esfuerzo del viento en el Pacífico oriental. Las elipses muestran la varianza de la climatología mensual del esfuerzo del viento. Los contornos muestran el promedio anual de la presión del aire a nivel del mar (hPa) basado en NCEP/NCAR.	38
Figura 20: (a) Alta de Bolivia a 200 hPa marcada como un anticiclón (A) en el análisis de líneas de corrientes para el mes de enero, (b) Los puntos grandes se utilizan para marcar el eje de la cuña, una zona de amortiguamiento sobre el Ecuador para el mes de julio.	40
Figura 21: Posición promedio (a) diciembre, enero y febrero; (b) junio, julio y agosto. ...	42
Figura 22: Matriz de contigüidad física explicando criterios de vecindad.....	45
Figura 23: Casos de vecindad de primer y segundo orden para la definición de la matriz de contigüidad	45
Figura 24: Cuadro de índice de Moran dividida por cuadrantes en el eje Y (Wy) explicado por valores positivos y negativos de la vecindad de la zona (representado por y).....	46
Figura 25: Representación de los cuadrantes de Moran en forma espacial.....	47
Figura 26: Mapa de ubicación de la zona de investigación y las estaciones meteorológicas.....	48
Figura 27: Mapa conceptual de la metodología usada para la investigación.	52
Figura 28: Prueba de hipótesis para determinar la zona de aceptación o rechazo Ho: no existe autocorrelación espacial; Ha: existe autocorrelación espacial.	58
Figura 29: Creación de matriz de pesos de contigüidad aplicando el criterio de vecindad tipo reina (8 vecinos) de primer orden.	60

Figura 30: Del lado izquierdo tenemos el cuadro de Moran y del lado derecho tenemos el mapa con las estaciones y sus atributos (P90, P95 y P99).	60
Figura 31: Representación espacial de los percentiles basados en la temperatura, a) Percentil 90, b) Percentil 95 y c) Percentil 99 en el periodo de 1979 – 2018...	65
Figura 32: Anomalía estandarizada de la temperatura del aire denominado índice de olas de calor (IOC).....	67
Figura 33: Correlación de Pearson del IOC con los índices climáticos (oceánicos, atmosférico y mixto).....	70
Figura 34: Correlación de Spearman entre el IOC y la Temperatura superficial del mar (sombreado) a nivel de superficie, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.	72
Figura 35: Correlación de Spearman entre el IOC y la altura geopotencial (sombreado) a 850 hPa, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.....	73
Figura 36: Correlación de Spearman entre el IOC y la altura geopotencial (sombreado) a 500 hPa, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.....	74
Figura 37: Cuadro de índice global de Moran con los resultados de aplicados a percentil 90 (P90), percentil 95 (P95), percentil 99 (P99), divididos por cuadrantes I, II, III, IV.....	77
Figura 38: Mapa espacial donde puntos sólidos (color celeste) son las unidades de análisis y los puntos transparentes son los vecinos (color celeste claro) según el cuadrante de Moran, círculos (rojo) representan las agrupaciones, percentil a) 90, b) 95 y c) 99.....	78
Figura 39: Mapa de espacial del análisis LISA (Local Indicators Spatial Association) en los percentiles a) 90, b) 95 y c) 99 de las estaciones meteorológicas, círculo (verde) representa las agrupaciones de valores altos rodeado de valores altos y de valores bajos rodeado de valores bajos.....	79
Figura 40: Mapa de presión reducida a nivel del mar (contorno con valores), intensidad de viento en nudos (sombreado) para los días 20 al 26 de febrero de 1998 a las 12 y 18 UTC durante ENSO 1997 – 1998.....	83

Figura 41: Mapa de presión reducida a nivel del mar (contorno con valores), intensidad de viento (sombreado) para los días 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 y 18 UTC durante ENSO 2015 – 2016.....	85
Figura 42: Cortes transversales y meridionales compuestas de anomalías de a) temperatura (°C) y b) humedad específica (contornos con intervalos de 0.5 g/kg de aire) y humedad relativa (sombreado) de la longitud 80.5° W (línea azul usada para el corte transversal), para enero (dos gráficos de la izquierda) y febrero (dos gráficos de la derecha) 1998 durante ENSO 1997 - 1998 en el área de estudio c) Ubicación.....	87
Figura 43: Temperatura superficial del mar (sombreado) en (°C), para el mes de enero y febrero de 1998.....	88
Figura 44: Compuestos de anomalías de cobertura total de nubes (%) para a) enero y c) febrero (sombreado), viento en superficie (nudos) en vectores con colores (intensidad) para los meses de b) enero y d) febrero durante ENSO 1997 – 1998.	89
Figura 45: Cortes transversales y meridionales compuestas de anomalías de a) temperatura (°C) y b) humedad específica (contornos con intervalos de 0.3 g/kg de aire) y humedad relativa (sombreado) de la longitud 80.5° W (línea azul usada para el corte transversal), para enero (dos gráficos de la izquierda) y febrero (dos gráficos de la derecha) 2016 durante ENSO 2015 - 2016 en el área de estudio c) Ubicación.....	91
Figura 46: Temperatura superficial del mar (sombreado) en (°C), para el mes de enero y febrero de 2016.....	92
Figura 47: Compuestos de anomalías de cobertura total de nubes (%) para a) enero y c) febrero (sombreado), viento en superficie (nudos) en vectores con colores (intensidad) para los meses de b) enero y d) febrero durante ENSO 2015 – 2016.	93
Figura 48: Mapa de anomalías de OLR (W/m^2) para los meses de a) enero y c) febrero evento ENSO 1997 – 1998, meses de b) enero y d) febrero evento ENSO 2015 - 2016.....	94
Figura 49: Mapa de altura geopotencial de 850 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.....	97

Figura 50: Mapa de altura geopotencial de 700 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.	99
Figura 51: Mapa de altura geopotencial de 500 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.	102
Figura 52: Mapa de altura geopotencial de 250 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997	104
Figura 53: Mapa de altura geopotencial de 850 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 -2016.	107
Figura 54: Mapa de altura geopotencial de 700 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 - 2016.	108
Figura 55: Mapa de altura geopotencial de 500 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 -2016.	110
Figura 56: Mapa de altura geopotencial de 250 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 - 2016.	111
Figura 57: Meteograma (Corte Vertical de viento meridional y zonal, Temperatura, Precipitación, Humedad y Temperatura Potencial Equivalente) con las coordenadas a) Tumbes - Lat. 3.45° S / Lon. 80.3° W, b) Piura - Lat. 4.92° S / Lon. 81.05° W, c) Lambayeque - Lat. 6.73° S / Lon. 79.9° W; ENSO 1997 – 1998.	114
Figura 58: Meteograma (Corte Vertical de viento meridional y zonal, Temperatura, Precipitación, Humedad y Temperatura Potencial Equivalente) con las coordenadas a) Tumbes - Lat. 3.45° S / Lon. 80.3° W, b) Piura - Lat. 4.92° S / Lon. 81.05° W, c) Lambayeque - Lat. 6.73° S / Lon. 79.9° W; ENSO 2015 – 2016.	116
Figura 59: Mapa conceptual de formación de olas de calor en evento 1997 – 1998 a) Superficie, b) Nivel de 500 hPa y c) Nivel de 250 hPa.	117

Figura 60: Mapa conceptual de formación de olas de calor en evento 2015 - 2016 a)
Superficie, b) Nivel de 500 hPa y c) Nivel de 250 hPa. 118

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Diagrama de cajas de las estaciones meteorológicas en el periodo 1979 – 2018 con respecto a la temperatura del aire.....	130
Anexo 2: Histogramas de las estaciones meteorológicas para el periodo 1979 – 2018....	132

RESUMEN

En el presente trabajo se analizó la relación que existe entre un evento de ola de calor y su aparición durante un evento ENSO para la región norte del Perú (Tumbes, Piura y Lambayeque), en la cual se estudiaron los mecanismos océano-atmosférico asociados a su formación, en ese sentido, se empleó en primer lugar el cálculo de percentiles para determinar los umbrales de temperatura de cada estación meteorológica e identificar los eventos de olas de calor, en segundo lugar se aplicó la metodología de anomalía estandarizada categorizando los eventos extraordinarios ENSO, en tercer lugar se realizó análisis de correlación de Pearson y Spearman a fin de identificar la relación entre los diferentes índices climáticos asociados al ENSO (oceánico, atmosférico y multivariado) y el IOC (índice de olas de calor) adaptado de la fórmula de anomalía estandarizada, asimismo, se planteó un modelo conceptual para la formación de eventos de olas de calor; en ese sentido se calculó el IOC y mostro valores de +0.76 y +1.33 en los eventos ENSO 1997 – 1998 y 2015 – 2016 respectivamente, asimismo durante los eventos extraordinarios el IOC con los índices climáticos mostro una alta correlación positiva mayor de +0.5, a excepción del índice atmosférico SOI, en adición, la relación entre IOC con la TSM, nivel de 850 hPa y 500 hPa mostro una alta correlación positiva mayor de +0.5 en los meses de enero, febrero y marzo. Por otro lado, la formación de eventos de olas de calor se apreció que cuando existe un ingreso anómalo de la circulación de los oestes a la atmósfera tropical genera que el APS ingrese a continente y atrapando la humedad proveniente de la alta evaporación por calentamiento de la TSM donde la energía calorífica acumulada se irradia durante la tarde incrementando la temperatura y ocasionando las olas de calor.

Palabras clave: ola de calor, ERA 5, Reanálisis, Estaciones Meteorológicas, ENSO.

ABSTRACT

In the present work, the relationship between a heat wave event and its appearance during an ENSO event for the northern region of Peru (Tumbes, Piura and Lambayeque) was analyzed, in which the ocean-atmospheric mechanisms associated with heat waves were studied. its formation, in this sense, the calculation of percentiles was used firstly to determine the temperature thresholds of each meteorological station and identify the events of heat waves, secondly, the standardized anomaly methodology was applied, categorizing the extraordinary events ENSO , thirdly, a Pearson and Spearman correlation analysis was carried out in order to identify the relationship between the different climatic indices associated with ENSO (oceanic, atmospheric and multivariate) and the IOC (heat wave index) adapted from the anomaly formula standardized, likewise, a conceptual model was proposed for the formation of heat wave events; In this sense, the IOC was calculated and showed values of +0.76 and +1.33 in the ENSO events 1997 - 1998 and 2015 - 2016 respectively, also during the extraordinary events the IOC with the climatic indices showed a high positive correlation greater than +0.5, With the exception of the SOI atmospheric index, in addition, the relationship between IOC and SST, level of 850 hPa and 500 hPa, showed a high positive correlation greater than +0.5 in the months of January, February and March. On the other hand, the formation of heat wave events showed that when there is an anomalous entry of the westerly circulation into the tropical atmosphere, it causes the APS to enter the continent and trap the moisture from the high evaporation due to heating of the atmosphere. SST where the accumulated heat energy is radiated during the afternoon increasing the temperature and causing heat waves.

Keywords: heat wave, ERA 5, Reanalysis, Meteorological Stations, ENSO.

I. INTRODUCCIÓN

La meteorología en la prevención y gestión de riesgos permite analizar e interpretar el estado del tiempo y posteriormente ayudar a la elaboración de pronósticos y tendencias climáticas como herramienta para la toma de decisiones, basándose en variables meteorológicas que actúan como indicadores de las condiciones atmosféricas en el tiempo real. Las olas de calor son un fenómeno anómalo que indica el incremento de temperatura extremo (fuera del rango promedio por temporada para una zona específica), las olas de calor no han sido estudiadas a profundidad en Perú, existiendo hasta el momento un solo estudio realizado en la zona amazónica como el realizado por (Castillo Galvez, 2018) “Olas de calor en la Amazonía peruana”, quedando sin cobertura zonas de costa y sierra.

Las olas de calor son consideradas como tiempo anómalo cálido, tiene una duración de varios días y genera un impacto en la salud, la agricultura, la hidrología, entre otros. Además, en un episodio cálido, hay mayor demanda del consumo de electricidad, agua y transporte entre otros servicios adicionales, lo que implica que las olas de calor no sólo tienen un impacto directo en el ambiente y los organismos que lo conforman, también tiene efectos indirectos que repercuten en las políticas y economía del país. Por lo anterior, se han realizado diferentes metodologías para identificar, analizar y estudiar olas de calor, coincidiendo en que para su análisis y cuantificación se considera significativo cuando por tres días consecutivos, el 10 % del total de estaciones meteorológicas, registran temperaturas máximas por encima del percentil 95, tomando como referencia el intervalo de tiempo de la data mínima 30 de años (AEMET, 2015; Seluchi, y otros, 2007).

Objetivo general:

- Evaluar la correlación de eventos de olas de calor con episodios ENSO (1979 – 2018), para realizar una modelo de predicción a partir de la correlación en apoyo a la toma de decisiones de instituciones de protección civil.

Objetivos específicos:

- Determinar la presencia de eventos de olas de calor durante episodios ENSO.
- Evaluar los índices de teleconexión asociados ENSO y su relación con eventos de olas de calor.
- Identificar la dinámica atmosférica asociados a eventos de olas de calor durante episodios ENSO.
- Plantear un modelo conceptual de predicción, para evaluar la correlación entre olas de calor y ENSO.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

En los últimos años, se ha identificado que los rangos en la variación térmica han aumentado en los países de América Latina (Edwards, 2016), cambios que son más notorios cuando ocurren eventos de El Niño (por el aumento de calor), sin embargo, se ha observado que no solo han aumentado las temperaturas, también ha aumentado la frecuencia y duración de eventos de olas de calor. Si bien, en Perú no se han presentado temperaturas extremas que sobrepasen los 40 °C como ocurre anualmente en otros países, el incremento térmico registrado especialmente al norte del país afecta a la salud, las actividades y la economía. Resultando las poblaciones más vulnerables respecto a temas de salud, niños y adultos mayores que tardan más tiempo en poder asimilar los efectos de las olas de calor, también es importante recordar que la flota terrestre (autobuses turísticos y camiones de carga) son antiguos, lo que implica que sean más factibles de sufrir problemas mecánicos y genere contratiempos en el transporte de pasajeros o envío de artículos (alimentos o artículos de primera necesidad) entre otras actividades que afectan la economía. Por lo anterior, a continuación, se explican y detallan los conceptos técnicos necesarios para una mejor comprensión de todos los factores y variables que involucran la presencia y aumento de olas de calor.

2.1. Olas de Calor

En particular, una ola de calor intensa está asociada por lo general a un sistema de alta presión, los cambios en la temperatura media en la mayoría de los lugares se deben al aumento de la temperatura medio global (Zommers & Alverson, 2018). Al no existir un consenso sobre la definición de una ola de calor a nivel internacional (Edwards, 2016), se considera como definición operacional al periodo inusualmente caliente de al menos tres días de duración con condiciones térmicas por encima de los umbrales establecidos (WMO, 2015).

Las olas de calor son episodios de temperatura anómalas altas que se mantienen por varios días, por esta imprecisión se dan interpretaciones subjetivas de lo que es una ola de calor

por lo que es necesario cuantificar la apreciación de las personas con relación a su percepción del término “altas temperaturas”, un ejemplo es la época de verano, momento en que las personas consideran que las temperaturas son más altas de lo normal por el simple hecho de que acaban de salir de una época con menor temperatura. (AEMET, 2015). Están siendo más recurrentes con una magnitud mayor de lo normal en las últimas décadas, los modelos climáticos dinámicos pueden simular la tendencia con o sin las emisiones de gases de efecto invernadero generados por la actividad antropogénica, asimismo puede existir la probabilidad de superar el umbral de temperatura máxima considerando esta última variable; sin embargo, entre la componente de variabilidad natural y el componente antropogénico, el primero resulta ser de mayor relevancia según (Zommers & Alverson, 2018). Los eventos de olas de calor muestran el rol de los efectos termodinámicos y dinámicos, así como la incertidumbre asociados a ellos.

2.1.1. Causas

Se da cuando un sistema de alta presión se mueve hacia un área, debido a la circulación que tiene el sistema el aire de niveles superiores de la atmósfera desciende donde sufre una compresión elevando su temperatura. Este sistema puede ser estacionario bloqueando otros sistemas de presión y mientras persista al área va ganando más energía que se transforma en calor, asimismo los vientos se vuelven débiles o casi inexistentes, además esto aunado a la poca formación nubosa producto de la alta presión, si unimos todos estos factores tendremos como resultado el incremento sostenido de la temperatura propiciando un evento de ola de calor.

2.1.2. Variabilidad Climática de las Olas de Calor y su relación con el ENSO

La costa peruana y en particular la costa norte se caracteriza por ser árida y climatológicamente cálida con una gran deficiencia de humedad en todo el año. Donde el departamento de Piura cuenta con un registro de temperatura máxima entre 27.5 °C a 34 °C y con una mínima de alrededor de los 17 °C; para el departamento de Tumbes tenemos un registro de temperatura máxima entre 28 °C y 33 °C y con una mínima alrededor 20 °C y finalmente para el departamento de Lambayeque tenemos como rango de temperaturas máximas desde 27 °C a 33 °C (SENAMHI, 2021).

Debido al aumento en la frecuencia, intensidad y persistencia de las olas de calor desde la década de 1970, y en vista de los impactos que las temperaturas extremas pueden causar en la sociedad y la economía, este estudio tiene como objetivo caracterizar las olas de calor en la región subtropical de Brasil y comparar hallazgos con el criterio definido por la Organización Meteorológica Mundial (OMM). informó que el siglo XXI ha sido el más cálido registrado hasta el momento. El aumento de la temperatura media global es solo una de las consecuencias de la actividad humana, que provoca un aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero y, en consecuencia, aumenta el riesgo de eventos extremos, como fuertes lluvias, olas de calor y huracanes. Además del aumento en la concentración de gases de efecto invernadero, algunos estudios también sugieren que los patrones de teleconexión, como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO), influyen en el calentamiento y a menudo pueden estar asociados con la formación de calor ya que pueden inducir diferentes respuestas de circulación atmosférica en ambos hemisferios. Así, una determinada fase de estos fenómenos puede influir en el desarrollo de olas de calor (Simoes dos reis, Tissot, & Teleginski, 2019).

Existen muchos trabajos investigando sobre los impactos de El Niño Oscilación del Sur sobre las olas de calor esto incluye la frecuencia, duración y magnitud uno de ellos es como lo explica (Luo & Lau, Amplifying effect of ENSO on heat waves in China, 2018) en China para el periodo 1961 - 2014. En ese estudio se muestra que El Niño amplifica significativamente las olas de calor, para la mayoría de las áreas de China, la actividad de olas de calor aumenta durante los veranos que siguen a los episodios maduros de El Niño, con una mayor ocurrencia de eventos y número de días, así como una duración prolongada y una amplitud elevada de tales eventos. Estos efectos amplificadores son sustancialmente más fuertes para los eventos de olas de calor fuertes (es decir, los episodios más calientes y largos) que para aquellos eventos de duración e intensidad promedio. Por ello los autores analizaron desde una perspectiva sinóptica usando las siguientes figuras:

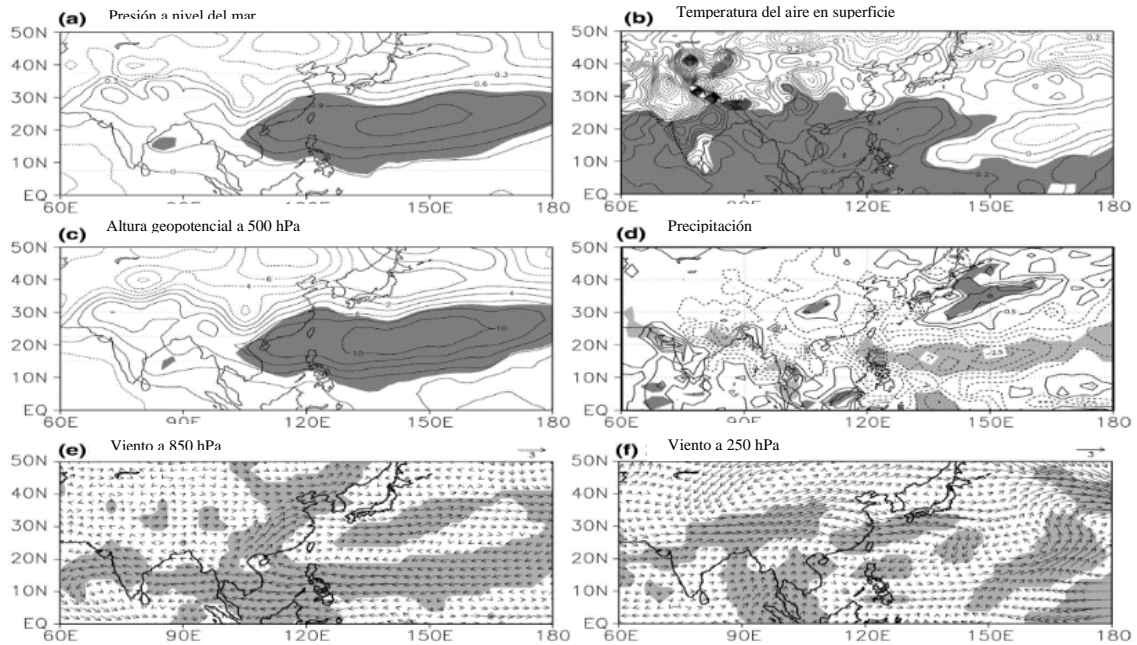


Figura 1: a) Presión a nivel del mar, b) Temperatura del aire en superficie, c) Altura geopotencial a 500 hPa, d) Precipitación, e) Viento a 850 hPa, f) Viento a 250 hPa entre El Niño y La Niña.
FUENTE: Obtenido de (Luo & Lau, Amplifying effect of ENSO on heat waves in China, 2018)

Según el diagnóstico basado en el uso de los datos de reanálisis sobre eventos ENSO indica que la circulación atmosférica durante los veranos que siguen a El Niño se caracteriza por un movimiento ascendente anómalo sobre los océanos Pacífico central tropical e Índico, y un movimiento descendente sobre el Pacífico norte occidental la subsidencia anómala sobre el Pacífico norte occidental se acompaña de precipitaciones reducidas y calentamiento por condensación, así como flujos anticiclónicos anómalos en la troposfera inferior. El Niño también induce un máximo más fuerte en el sur de Asia, que puede fortalecer el anticiclón del Pacífico norte occidental y el jet subtropical. Asimismo, según (Luo & Lau, Synoptic characteristics, atmospheric controls, and long-term changes of heat waves over the Indochina Peninsula, 2017), indicaron que las características de los eventos de olas de calor sobre la península de Indochina en el periodo de 1979 - 2010; en las estaciones seca y húmeda de Indochina mostraron un comportamiento sinóptico particular y ambas estaciones acompañadas de precipitaciones suprimidas; asimismo, la región se encontró bajo una columna atmosférica anómalamente seca, cálida y subsidente. Otros diagnósticos revelan que las olas de calor en las estaciones seca y húmeda están relacionadas con el debilitamiento de las circulaciones del monzón de invierno de Asia oriental y el monzón de verano del sur de Asia, respectivamente. Por un lado, en la estación seca coinciden con anomalías de alta temperatura en el este de Asia y están acompañados por un ciclón anómalo en el este de

China, el flujo anómalo del suroeste sobre el este de Asia indica un debilitamiento de la circulación climatológica del noreste asociada con el monzón de invierno de Asia oriental. Por otro lado, en la estación húmeda coinciden con anomalías cálidas y secas en el sur de Asia (es decir, el subcontinente indio), el flujo anómalo del este en esa región se opone al régimen climatológico del oeste del monzón de verano del sur de Asia. Además, encontramos que las estadísticas de frecuencia, duración y amplitud de las olas de calor para ambas estaciones exhiben tendencias de intensificación prominentes, y las tendencias de intensificación en la estación húmeda son en su mayoría de dos a tres veces más fuertes que en la estación seca. La intensificación de estos eventos calurosos probablemente se deba a la tendencia de debilitamiento de las circulaciones de los monzones en las últimas décadas.

Según (Norte, Seluchi, Gomes, & Simonelli, 2007) otra característica meteorológica para el incremento de la temperatura y formación de olas de calor se dio en el centro-norte de Argentina donde se observó temperaturas extremas en la parte oeste de Argentina entre los 30° S - 35° S, que fue causado por el calentamiento por compresión adiabática producto de la subsidencia y por el calentamiento superficial inmediatamente al este de los Andes. Basado en el análisis de la ecuación Omega Cuasi-Geostrofica permitió establecer que la subsidencia a gran escala se debió al avance de una cresta de onda larga en los niveles medios de la atmosfera, por otro lado las observaciones y simulaciones numéricas concurren en la ocurrencia de una subsidencia forzada al este de los Andes asociada al desplazamiento de un vaguada de onda corta, la aproximación de un frente frío y el desplazamiento al Sur de la Baja termo-orográfica, además que es poco frecuente en verano combinación con los procesos descritos anteriormente.

2.1.3. Variables meteorológicas asociadas a olas de calor

A. Temperatura del aire

Como premisa se toma en cuenta un sistema a una temperatura T , que consta de N masas puntuales (moléculas). De acuerdo con la teoría cinética del calor, estas moléculas se mueven aleatoriamente en todas las direcciones siguiendo líneas rectas. Este movimiento se llama movimiento browniano y debido a su aleatoriedad, las energías internas de las masas puntuales no son iguales entre sí y cambian con el tiempo. Sin embargo, si calculamos la energía interna media, encontraremos que permanece constante en el tiempo. La teoría cinética del calor acepta que la energía interna media de cada masa puntual, U , es

proporcional a la temperatura absoluta del sistema (Tsonis, 2007). Un caso particular como los océanos, donde la temperatura del aire superficial está fuertemente influenciada por la temperatura del agua subyacente, especialmente en regiones donde la capa límite atmosférica está estratificada de manera estable (Wallace & Hobbs, 2006).

B. Presión atmosférica

La presión sobre una superficie tiene el concepto físico de la fuerza aplicada sobre un punto dentro de un área, la presión atmosférica se puede entender como la fuerza ejercida por unidad de área de todo el aire que se encuentra por encima de ese punto; en consecuencia, la presión atmosférica tiende a disminuir con la altura y se encuentra representado por un campo de isolíneas en un mapa meteorológico (líneas o contornos de igual valor de presión) sobre una superficie horizontal (Wallace & Hobbs, 2006).

C. Humedad específica

La cantidad de vapor de agua presente en una cierta cantidad de aire puede expresarse de muchas maneras diferentes, algunas de las más importantes. La masa de vapor de agua m_v en una unidad de masa de aire (aire seco más vapor de agua) se denomina humedad específica (q) expresado en g / kg de aire (Wallace & Hobbs, 2006).

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_d} \quad (1)$$

Donde:

m_v : masa de vapor de agua
 m_d : masa de aire seco
 $m_v + m_d$: masa de aire

D. Viento

La velocidad del viento es una magnitud vectorial en tres dimensiones que experimenta fluctuaciones del tipo aleatorio en una pequeña escala en el espacio y tiempo (OMM, 2018). Para estas escalas, el término viento es sinónimo de componente de velocidad horizontal. La unidad para el sistema internacional es $m.s^{-1}$. Un metro por segundo equivale a 1,95 nudos (1 nudo = 1 milla náutica por hora) (Wallace & Hobbs, 2006).

E. Temperatura superficial del mar (TSM)

La temperatura superficial del mar es la temperatura que tiene la masa de agua por encima de la termoclina. La temperatura de la superficie del mar (TSM) es una variable fundamental para comprender, monitorear y predecir los flujos de calor, momento y gases en una variedad de escalas que determinan interacciones complejas entre la atmósfera y el océano. La TSM en la interfaz océano-atmósfera tiene un impacto social significativo, a través, por ejemplo, de grandes giros oceánicos y células de circulación atmosférica que influyen en el clima y el clima, sistemas climáticos y tormentas severas y fenómenos a escala local, como la generación de brisas marinas y nubes convectivas (O'Carroll, y otros, 2019).

F. Geopotencial

El geopotencial en cualquier punto de la atmósfera terrestre se define como el trabajo que debe realizarse contra el campo gravitatorio terrestre para elevar una masa de 1 kg desde el nivel del mar hasta ese punto. En otras palabras, Φ es el potencial gravitatorio por unidad de masa (Wallace & Hobbs, 2006), las unidades de geopotencial son $J.kg^{-1}$ o $m^2.s^{-2}$.

$$\Phi(z) = \int_0^z g dz \quad (2)$$

G. Advección

La advección es un proceso de transporte de una propiedad atmosférica por el viento, dicho de otra forma, se puede definir como la variación de una magnitud escalar por efecto del viento, esta se define en la ecuación (3) obtenida de <https://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/advcon.shtml>.

$$V \cdot \nabla \Phi \quad (3)$$

Donde:

V: Es el vector del viento con su magnitud y dirección

$\nabla \Phi = u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} + w \frac{\partial \Phi}{\partial z}$: Gradiente de una variable expresado en 3 componentes

Los dos primeros términos representan la advección de la variable en el plano horizontal; mientras que, el último término expresa la advección en el plano vertical, comparando ambos tiene mayor importancia la advección horizontal.

2.2. Circulación general de la atmósfera

Circulación general de atmósfera se entiende como un flujo planetario promedio donde las variaciones causadas por los sistemas atmosféricos se ven eliminadas, a su vez siendo rápido para captar la variabilidad estacional y mensual. Los factores que afectan principalmente a la circulación son cuatro y el primero es el calentamiento diferencial de la tierra donde la superficie continental y superficie marina tiene velocidades distintas de calentamiento debido a la diferencia de calor específica de estos dos cuerpos. Luego tenemos a la rotación del planeta que se explica por el menor radio de la tierra conforme nos desplazamos hacia los polos y con el motivo de preservar el equilibrio la velocidad aumenta para conservar el momento angular debido a esto es que a cierta altura alejado de los efectos de rozamiento los vientos soplan con mayor intensidad, la topografía y la dinámica de fluidos atmosféricos y oceánicos. (University Corporation for Atmospheric Research, 2016).

2.2.1. Meridional

(University Corporation for Atmospheric Research, 2016) explica que para el año de 1686 Edmund Halley desarrollo una teoría de sobre los vientos alisios del noreste y sureste. Indico que los vientos alisios son el resultado del flujo de aire denso y frío hacia una región de aire cálido, donde luego asciende. Con la finalidad de mantener el equilibrio este flujo ascendente debía desplazarse hacia una región fría generándose así una célula de circulación.

2.2.2. Modelo de las Tres Células

En cada hemisferio, las tres celdas tienen como función redistribuir la energía, un área de alta presión superficial se encuentra en los polos y en el ecuador, por ello desde la zona ecuatorial hasta los 30° de latitud, se observa la circulación de Hadley, su origen esta sobre las aguas cálidas de la zona tropical donde el viento es cálido y existe un gradiente presión debilitado permitiendo el ascenso de esta masa cálida condensándose y formando grandes extensiones de nubes cúmulos y tormentas eléctricas denominadas “torres convectivas calientes” por la gran cantidad de energía calorífica que se libera, asimismo este último es fuente de energía para impulsar la célula de Hadley (Donald Ahrens, 2009).

A medida que el aire se desplaza hacia los trópicos, sufre un enfriamiento constante por la pérdida de radiación infrarroja y al mismo tiempo empieza a converger, especialmente cuando se aproxima hacia latitudes medias y se produce una acumulación de masa en altura

incrementando la presión en superficie, por esta razón en latitudes cercanas a los 30° tenemos cinturones de alta presión subtropicales (anticiclones) aquí el aire desciende lentamente y se calienta por compresión provocando que el cielo se despeje. Mientras tanto se precisa que no todo el aire regresa al ecuador otra parte se dirige hacia los polos desviándose hacia el este lo que resulta en un flujo occidental denominado vientos del oeste en ambos hemisferios.

Cuando este aire suave sigue su camino hacia los polos se encuentra con el aire frío descendente de los polos, la diferencia de temperatura entre estas dos masas de aire hace que su mezcla sea difícil, separándose por un límite llamado frente polar, una zona de baja presión, la baja subpolar, donde el aire converge y se eleva desarrollándose tormentas y nubes. Parte del aire ascendente regresa a la latitud de 30° aproximadamente, para este modelo que se explica la celda intermedia se considera térmicamente indirecta (celda de Ferrel), en la que el aire cálido sube y el frío baja, en honor al meteorólogo William Ferrel en 1856. En el caso de la región polar tenemos que el aire frío por detrás de la frente polar es desviado por la fuerza de Coriolis, de modo que el flujo general de aire proviene del noreste, por este motivo se indica que esta es la región de los vientos polares del este (Donald Ahrens, 2009).

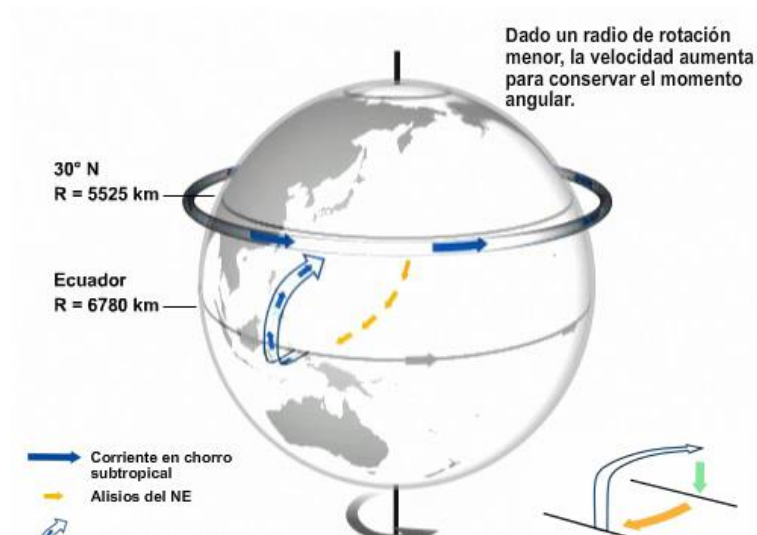


Figura 2: Representación esquemática del movimiento ascendente y hacia el polo del aire en la célula de Hadley, que forma el chorro subtropical.

FUENTE: COMET, 2016.

2.2.3. Circulación de Walker

El termino de Circulación de Walker se conoció en 1969, la cual esta referida a una circulación atmosférica a gran escala a lo largo del plano longitud altura sobre el océano

Pacífico ecuatorial. Presenta vientos en niveles bajos que van de este a oeste en el Pacífico central, y un movimiento ascendente sobre las aguas cálidas del Pacífico occidental; mientras que, se crea un flujo de retorno de oeste a este en niveles superiores de la atmósfera, por otro lado, tenemos un ramal descendente sobre las aguas frías del Pacífico oriental (Lau & Yang, 2003). La variabilidad predominante de la circulación de Walker es el ENSO, un fenómeno acoplado océano-atmósfera con un ciclo de 2 años a 7 años. La perturbación de la circulación de Walker provoca cambios importantes en las circulaciones atmosféricas, los patrones de lluvias y el clima estacional en todo el planeta (University Corporation for Atmospheric Research, 2016).

Durante la fase cálida del ENSO se produce un debilitamiento de los vientos del este lo que se traduce en el debilitamiento de la circulación misma y el afloramiento, además se produce la nivelación de la termoclina y reducción del gradiente de temperatura superficial del mar (TSM) (Di Liberto, 2014).

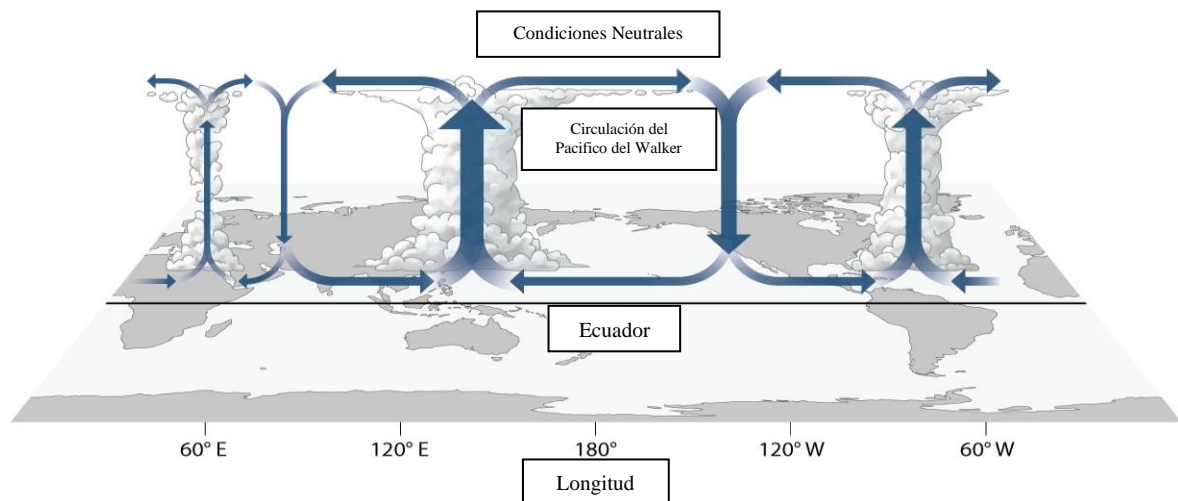


Figura 3: Circulación de Walker (diciembre – febrero) durante condiciones neutras. La parte convectiva asociada con flujos ascendentes se muestra sobre el océano.

FUENTE: Tom Di Liberto, 2014.

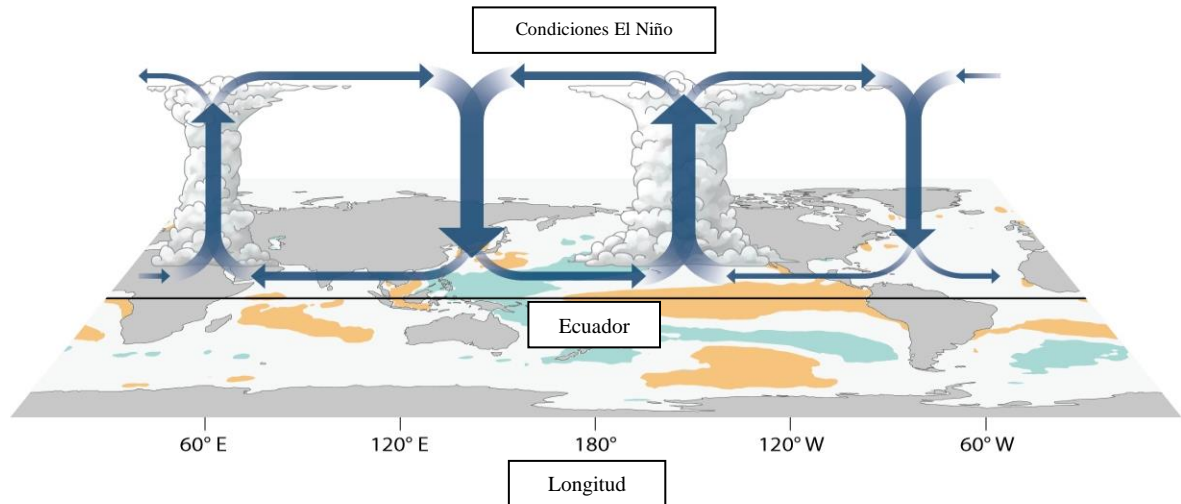


Figura 4: Anomalía generalizada de la circulación de Walker (diciembre – febrero) durante los eventos de El Niño, el calentamiento anómalo del océano en el Pacífico central y oriental desplaza el flujo ascendente al este de 180°.

FUENTE: Tom Di Liberto, 2014.

Por último (Di Liberto, 2014) menciona que las oscilaciones probablemente autosustentables de la circulación de Walker es producto de la interacción de diferentes procesos de retroalimentación asociados con un fuerte acoplamiento de la atmósfera tropical.

2.3. Circulación Oceánica

Las corrientes oceánicas se producen como respuesta a la interacción con el viento, los sistemas de circulación de viento semipermanentes (anticiclones semipermanentes, etc.) sobre la superficie impulsan los giros oceánicos. Lo que define una corriente es la temperatura, la primera se da por el traslado del agua fría del polo a las regiones tropicales, mientras que; las aguas cálidas por el traslado de aguas cálidas desde el ecuador hacia los polos, resulta importante porque constituyen un control de la temperatura superficial, asimismo, generan regiones frías y cálidas para el lado oriental y occidental respectivamente. Las cuencas oceánicas mundiales incluyen corrientes superficiales tropicales profundas son los responsables de equilibrar el calor entre el ecuador y los polos.

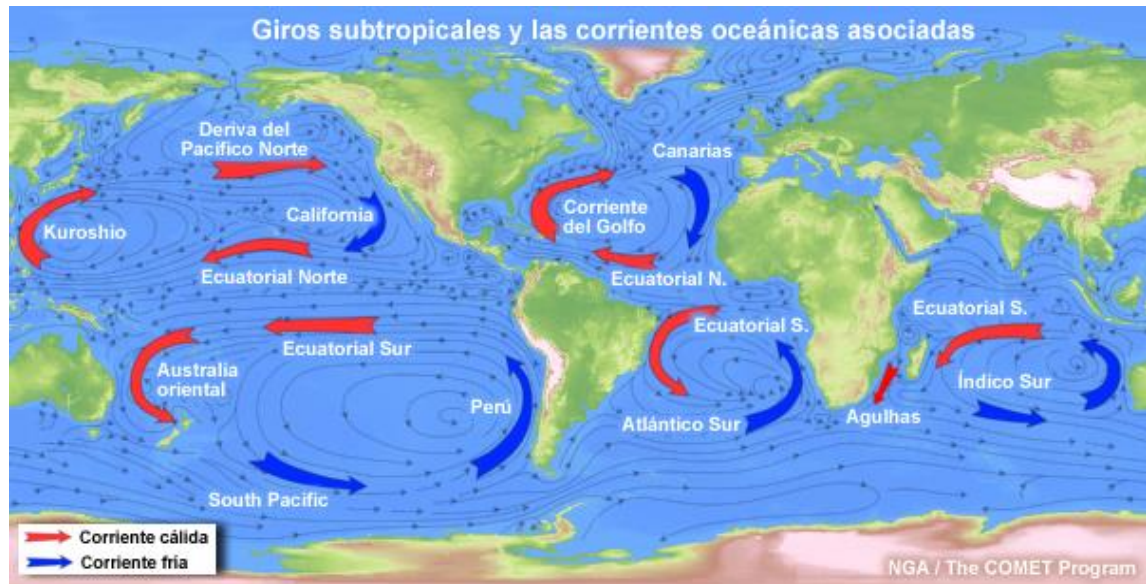


Figura 5: Circulaciones oceánicas globales superficiales y giros subtropicales; las corrientes oceánicas cálidas se indican en rojo y las frías en azul.
FUENTE: COMET, 2016.

2.3.1. Estructura vertical del Océano

En las aguas oceánicas se puede distinguir tres capas verticales bien definidas como: la capa de mezcla, la piconclina y la capa profunda. El primero se puede definir como la capa desde la superficie hasta los 100 metros aproximadamente, donde las corrientes superficiales se ven afectadas por acción del viento (The University Corporation for Atmospheric Research, 2019).

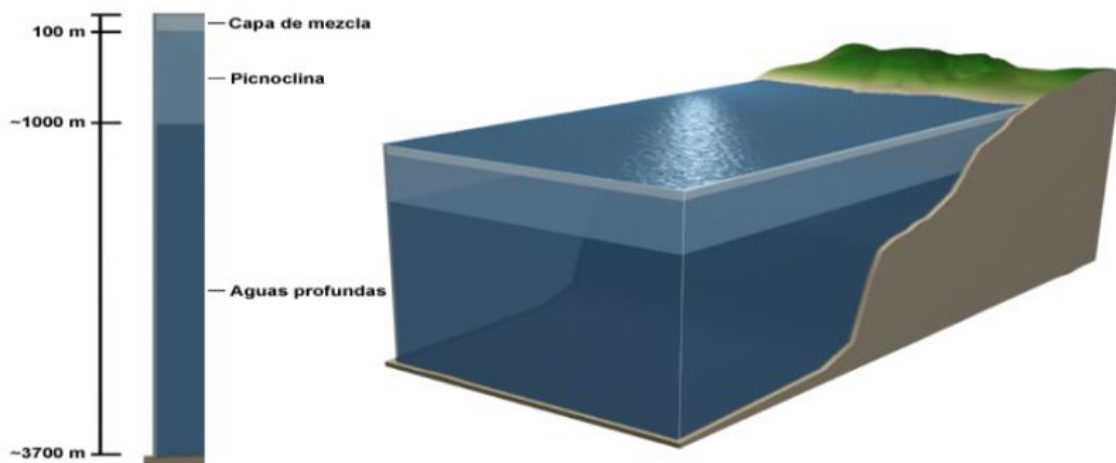


Figura 6: Estructura vertical del océano, en las aguas oceánicas se distinguen tres capas verticales bien definidas: la capa de mezcla, la piconclina y la capa profunda.
FUENTE: COMET, 2016.

La pycnoclina es la siguiente capa debajo de la capa mezcla con un espesor aproximadamente entre 500 metros a 1000 metros donde la densidad del agua aumenta rápidamente con la profundidad y esto se debe a los cambios de temperatura o de salinidad, por eso el agua fría es más densa que el agua caliente y el agua salada es más densa que el agua dulce. Cuando el aumento de la densidad es producto de la disminución de la temperatura entonces pasa a llamarse termoclina; sin embargo, si la densidad aumenta a causa del incremento en la salinidad pasa a llamarse haloclina, la última capa es la de mayor espesor y tiene la mayor masa de los océanos (The University Corporation for Atmospheric Research, 2019).

2.3.2. Corrientes Oceánicas

Según (The University Corporation for Atmospheric Research, 2008) explica que a medida que el agua se vuelve menos profunda, la fricción y la batimetría afectan las corrientes en mayor medida. La cercanía al litoral implica la incorporación del agua dulce proveniente de los ríos. Este impacto acumulativo de estos factores produce un régimen de corrientes en aguas someras que se parece muy poco a las corrientes que vemos en aguas profundas.

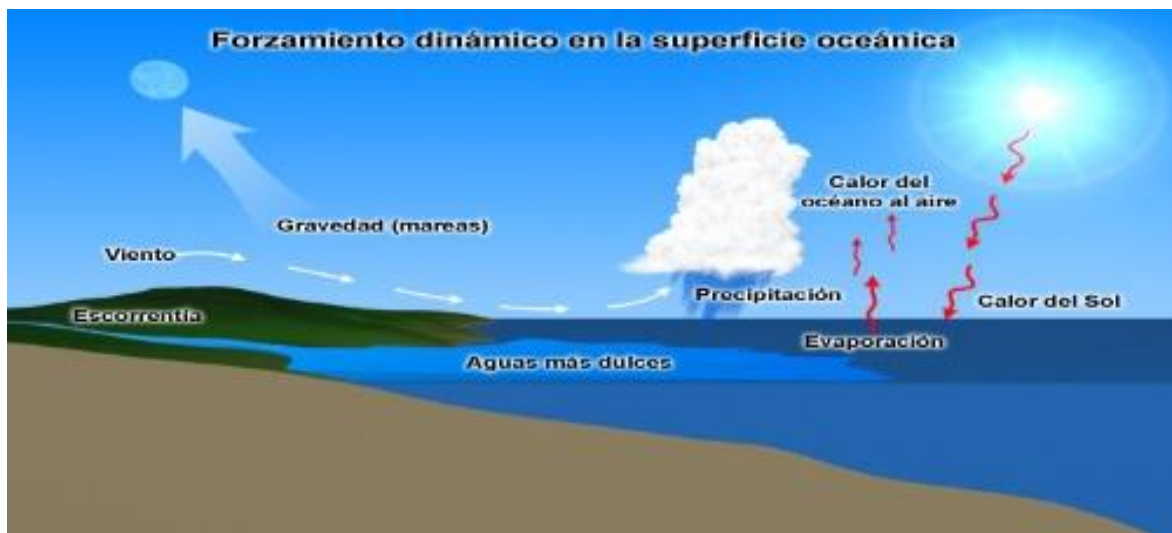


Figura 7: Forzamiento dinámico en la superficie oceánica
FUENTE: COMET, 2008.

Las corrientes observadas en las capas superficiales de los océanos se deben a la interacción con la circulación atmosférica, el efecto Coriolis, los límites costeros o la topografía del fondo quienes modifican la acción de la circulación atmosférica y esto conlleva que las corrientes oceánicas superficiales de los océanos de ambos hemisferios fluyan en el hemisferio Sur en sentido contrario a las agujas del reloj. Para el caso del Ecuador las

corrientes convergen y se dirigen hacia el oeste formando así las corrientes ecuatoriales del norte y del sur, en la parte occidental sobre la frontera la corriente ecuatorial fluye separadamente y se mueve al norte y al sur dentro de los hemisferios norte y sur respectivamente. Las aguas superficiales se calientan en las zonas tropicales debido a la gran cantidad de energía que absorbe y se enfrían en los polos, razón por la que las corrientes fluyen desde el ecuador hacia los polos, como por ejemplo la corriente del Golfo y la de Kuroshio que transportan aguas cálidas (Rojas, y otros, 2011).

En el océano abierto, lejos de la zona continental, las corrientes están sometidas a dos factores el viento y los gradientes de densidad, donde el viento es el factor primario para la impulsión de las corrientes superficiales; mientras que, para el caso de las aguas profundas es el gradiente de densidad según (The University Corporation for Atmospheric Research, 2008). En el caso de las corrientes profundas de los océanos según (Rojas, y otros, 2011) son producidos por los generales por diferencias de densidad causadas por los gradientes de temperatura y salinidad, aunque los cambios de densidad se encuentran predominantemente relacionado con el incremento de la salinidad generando movimientos por las diferencias horizontales de densidad, en consecuencia, se crea la circulación termohalina, un ejemplo de esta circulación es el movimiento de las capas intermedias y profundas del mar mediterráneo hacia el océano Atlántico. Se produce una intensa evaporación que supera los aportes de la precipitación y los caudales de los ríos en el mar mediterráneo, esto hace que sus aguas tengan una mayor salinidad por ende una mayor densidad, así se genera un movimiento del mar hacia el océano. Algo particular es que las corrientes profundas pueden fluir entre los hemisferios.

2.4. El Niño Oscilación del sur (ENSO)

2.4.1. Regiones

La variable oceanográfica como la TSM representa la estructura térmica de la superficie del océano, asimismo, la vigilancia de las anomalías se da en las regiones ubicadas en la franja tropical del pacifico tres de las cuatro que existen se encuentran en la parte occidental como la región Niño 3 (5° N – 5° S, 150° W – 90° W), región Niño 3.4 (5° N – 5° S, 170° W – 120° W) y región Niño 4 (5° N – 5° S, 160° E – 150° W), por otra parte, tenemos la región Niño 1+2 ubicado en la parte oriental del Pacífico ecuatorial.

Tabla 1. Zonas de monitoreo del ENSO sobre el Pacífico ecuatorial.

Región Niño	Latitud	Longitud
Región Niño 1+2		90° W a 80° W
Región Niño 3	0° a 10° S	150° W a 90° W
Región Niño 3.4		170° W a 120° W
Región Niño 4	5° N a 5° S	160° E a 150° W

Nota: Obtenido de <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst>, 2022

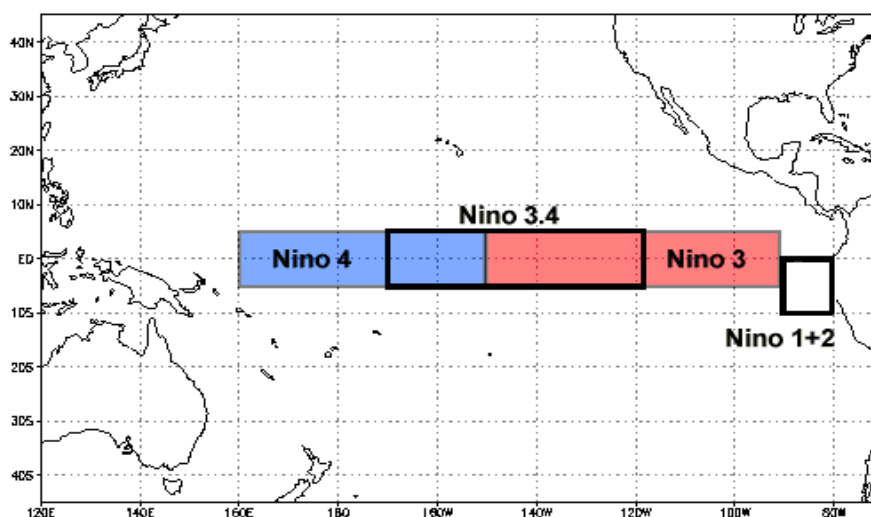


Figura 8: Áreas de las regiones “El Niño” usadas para la monitoreo y evaluación del ENSO.

FUENTE: Obtenido de <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/sst>, 2022

2.4.2. Tipos de El Niño

❖ El Niño Extraordinario

Es un tipo de Niño particular que denomino así por la magnitud y la repercusión a nivel mundial como los eventos el Niño de 1982 – 1983 y 1997 - 1998. (Rasmusson & Carpenter, 1982) explican el desarrollo de un evento El Niño se inicia en el pacífico tropical, pero para el evento de 1982 - 1983 la fase previa no se presentó, con todas las limitaciones en cuanto las mediciones oceanográficas no se tuvieron una buena previsión (Takahashi, 2014).

❖ El Niño Modoki

El Niño Modoki (El Niño) está asociado con patrones tripolares (dipolos) en anomalías de la temperatura de la superficie del mar, la precipitación y el viento divergente en los niveles superiores en el Pacífico tropical, que están relacionados con múltiples "bumeranes" de las condiciones oceánicas y atmosféricas en el Pacífico según (Ashok, Behera, Rao, Weng, &

Yamagata, 2007). Finalmente, la definición es explicado como un calentamiento único en el Pacífico ecuatorial central asociado con un patrón de herradura está flanqueado por una anomalía de la temperatura de la superficie del mar (SSTA) más fría en ambos lados a lo largo del ecuador.

❖ El Niño Canónico

Entre 1950 y 1973 se analizaron seis eventos realizados por (Rasmusson & Carpenter, 1982), indicando que estos eventos iniciaban con una fase pico de calentamiento anómalo frente a la costa peruana entre los meses de marzo y mayo, Dichas anomalías se desplazaron hacia el oeste en dirección al pacifico tropical central generando un contraste siendo menor el calentamiento en la costa del Perú, por este motivo (Cane, 1983) denomino a este tipo como: “El Niño Canónico”.

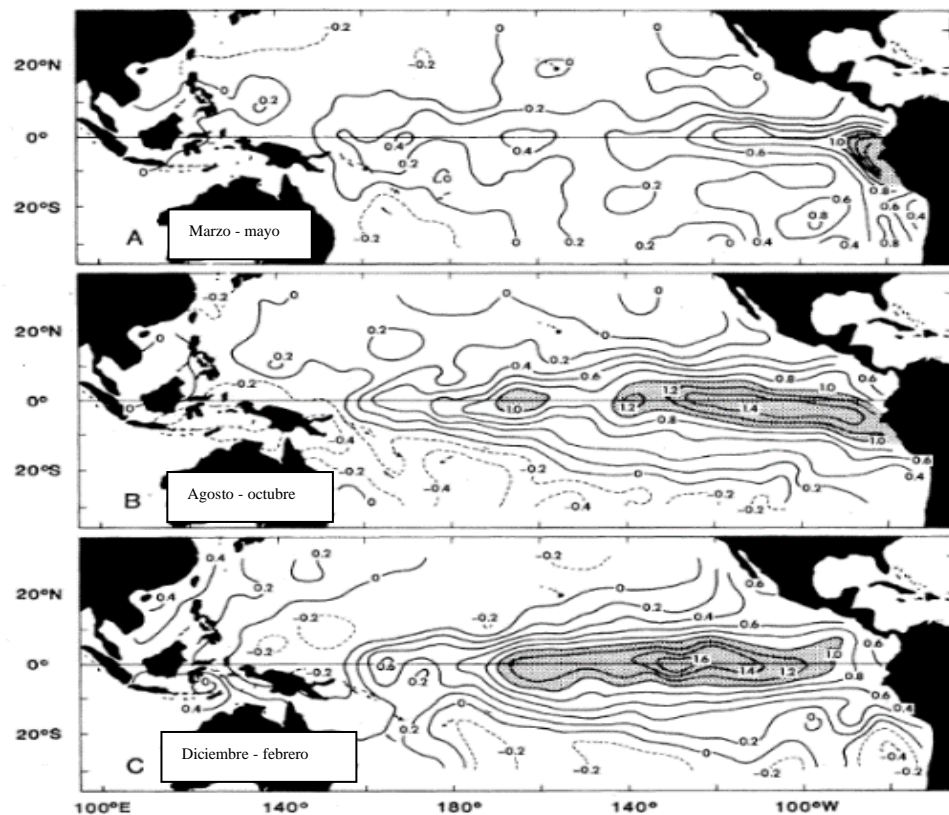


Figura 9: Anomalías de temperatura superficial del mar (°C) con intervalos de contorno de 0.2 °C, promedio de marzo a mayo durante El Niño (A). Promedio de agosto a octubre (B). Promedio de diciembre a enero (C). **FUENTE:** Obtenido de (Cane, 1983).

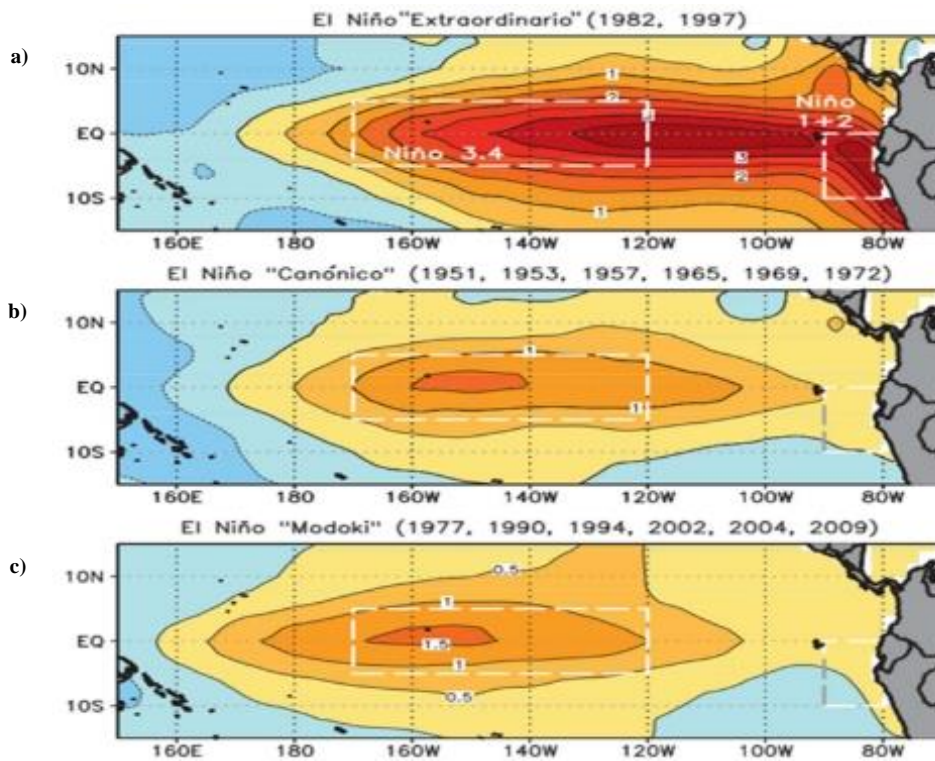


Figura 10: a) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Extraordinario, b) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Canónico, c) Calentamiento de la TSM asociado al Niño Modoki.
FUENTE: Centro de procesamiento de información geoespacial (CEPIG), 2017.

2.4.3. Aspectos Generales

Al conjunto de alteraciones en los patrones normales de la circulación de la atmósfera y del océano se le conoce como el fenómeno ENSO, la caracterización del fenómeno varía según los autores y las regiones del mundo, por ende, muchos investigadores consideran una oscilación de varios meses en el Pacífico tropical (Wyrtki, 1975). La hipótesis de Bjerknes, resulta ser un paradigma de la dinámica del ENSO, en particular se entiende que el ENSO se genera como un ciclo que se sostiene, asimismo, donde las anomalías de la TSM sobre el Pacífico pueden hacer que los vientos alisios se intensifiquen o se debiliten. El Niño Oscilación del Sur (ENSO) implica grandes intercambios de calor entre el océano y la atmósfera, lo cual puede crear en condiciones de sequías y precipitaciones extremas en diferentes regiones del planeta. Cuando nos referimos a la oscilación del Sur se refiere a cambios en el sistema (ITE, 2010).

Es un patrón climático recurrente que involucra cambios en la temperatura de las aguas en el océano Pacífico tropical central y oriental. En periodos que varían de aproximadamente de tres a siete años, las aguas superficiales a través de una gran franja del océano Pacífico

tropical se calientan o enfrían en dentro de un rango de 1 grado a 3 grados respecto a la normal. Este patrón de calentamiento y enfriamiento oscilante es lo que llamamos ciclo ENSO, afecta al régimen de lluvias para el clima dentro de una zona determinada, entonces se puede decir que la fase cálida es el Niño y la fase fría es la Niña, además de una fase intermedia que es la neutral.

El Niño es un calentamiento de la superficie del océano o temperatura del agua de mar (SST) superiores al promedio, en el océano pacifico tropical central y oriental. Se tiene también que los vientos superficiales soplan por lo general de este a oeste, pero en este caso se debilitan o cambian de dirección. La Niña es un enfriamiento de la superficie del océano o temperatura del agua de mar, en el océano pacífico tropical central y oriental, se caracteriza por el aumento de los vientos del este alrededor del ecuador y se considera neutro cuando la temperatura de agua de mar tiene valores cercanos al promedio climatológico, hay casos en que el océano puede verse con aumento o disminución de sus temperaturas, pero la atmosfera no está acoplada (NOAA, 2000).

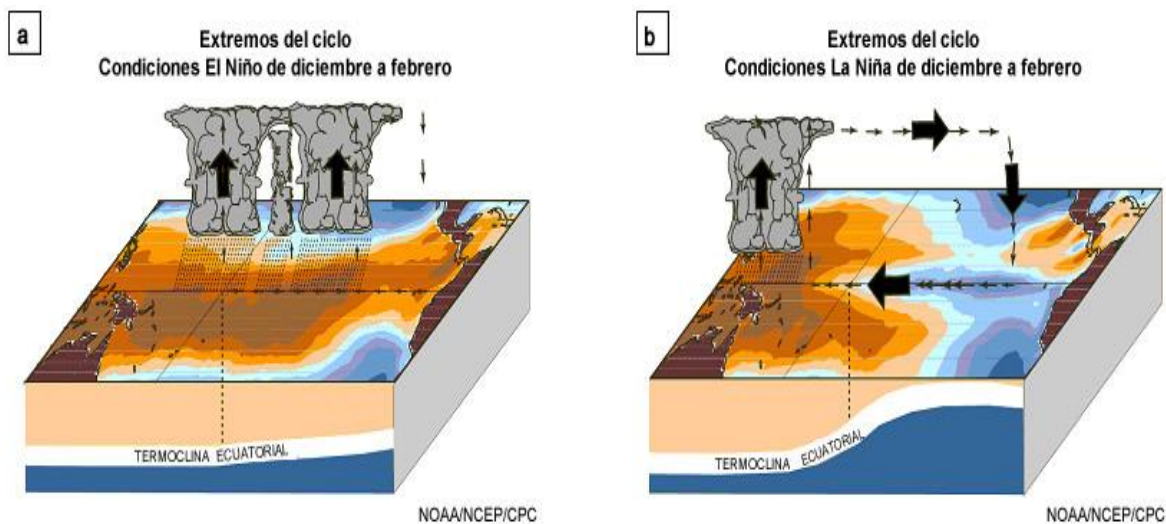


Figura 11: Representación del océano superior y la circulación atmosférica en condiciones anómalas (a) El Niño y (b) La Niña.

FUENTE: COMET, 2016.

2.4.4. Características Océano – Atmosférica

El ENSO implica grandes intercambios de calor entre el océano y la atmósfera que afectan a la temperatura media global de la tierra y crean situaciones extremas en el ciclo hidrológico como pueden ser lluvias torrenciales y secas en diferentes partes del mundo (ITE, 2010).

Lo relevante para caracterizar el estado del océano y atmósfera son la presión a nivel del mar, la temperatura superficial del mar, la altura del nivel del mar, el viento superficial y la temperatura debajo de la superficie del océano (Dijkstra, 2006). La respuesta zonalmente homogénea de las temperaturas tropicales es el impacto más importante de El Niño Oscilación del Sur (ENSO). El calentamiento atmosférico ocurre desde la superficie hasta la tropopausa durante la fase cálida de ENSO, lo que resulta en una elevación de las superficies de presión en la troposfera superior. (Bjerknes, 1972) y (Horel & Wallace, 1981) mencionaron la relación espacial de la altura geopotencial a lo largo de los trópicos, un patrón que es consistente con la redistribución horizontal del calor por las circulaciones de masa térmicamente directas tropicales (Wallace, 1992). Una característica destacable de esta respuesta de la troposfera tropical es su retraso en relación con el forzamiento de la temperatura de la superficie del mar (SST) del Pacífico oriental tropical. Este primer descubrimiento en la investigación ENSO se documentó en el análisis de (Newell & Weare, 1976).

En respuesta a un estrés de viento periódico en el tiempo, el océano no solo reacciona al patrón de viento instantáneo sino también a los vientos anteriores a través de la propagación de las ondas. A lo largo del ecuador, el ajuste del océano se logra principalmente mediante ondas kelvin relativamente rápidas hacia el este. Fuera del ecuador, el ajuste se logra mediante ondas de Rossby más lentas que viajan hacia el oeste (Dijkstra, 2006). Las ondas kelvin y Rossby son del tipo de ondas de gravedad modificadas por la rotación de la tierra, dichas perturbaciones se pueden formar de dos maneras la primera por los vientos zonales con dirección este – oeste en el Pacífico ecuatorial o por el rebote de las ondas Rossby en la frontera occidental del Pacífico, desplazándose hacia al este, así estas ondas se pueden clasificar en ondas kelvin cálidas o de hundimiento que se caracteriza por una termoclina más profunda, elevación del nivel del mar, onda kelvin fría o de afloramiento; esta produce impactos en la TSM provocando desplazamiento del borde de la piscina cálida al este u oeste, asimismo la acción de las ondas de profundizar o elevar la termoclina afecta el proceso de afloramiento de aguas frías produciendo un aumento o disminución de las TSM, respectivamente según (Mosquera, 2014).

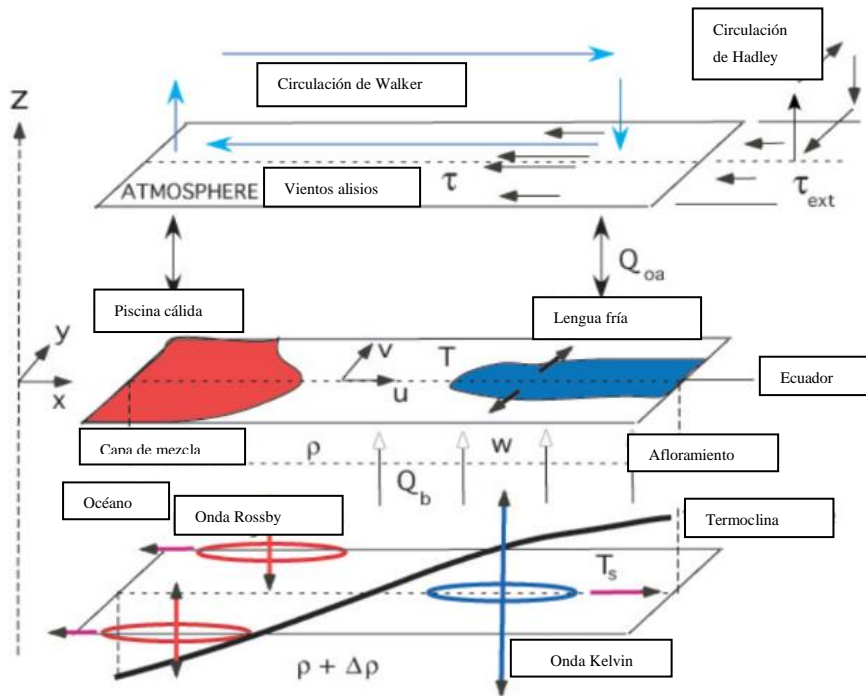


Figura 12: Descripción general de los procesos oceánicos y atmosféricos del sistema de atmósfera oceánica acoplada ecuatorial.

FUENTE: Dijkstra, 2006.

El proceso se presenta cuando se observa un debilitamiento en la presión atmosférica del Pacífico oriental acompañado por un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical (ZCIT), aunado a la precipitación anómala en la costa norte del Perú como ocurrió en los años 1982-1983, 1997-1998. Además, determina cambios en la corriente de Humboldt, así como en otras regiones del mundo debido a sus teleconexiones, asimismo influye significativamente en la circulación marina y en los procesos biogeoquímicos, uno de los efectos que se presentan es en la estructura vertical del agua donde la profundidad de la termoclina aumenta considerablemente y se relaciona con la disminución de aguas frías ricas en nutrientes cerca de la zona costera (IMARPE, 2013). El ENSO puede entenderse como interacción océano – atmósfera no lineal su naturaleza oscilatoria se deriva de un modo interno de variabilidad del sistema acoplado que involucra las retroalimentaciones acopladas y la dinámica de las olas (oceánicas) (Dijkstra, 2006).

Los vientos superficiales medios sobre el Pacífico ecuatorial, los vientos alisios, soplan de este a oeste y son impulsados por un área de alta presión promedio en la parte oriental del Pacífico y un área de baja presión sobre Indonesia. La Oscilación sur consiste en un

fortalecimiento y debilitamiento irregular de los vientos alisios, relacionado con los cambios en la presión superficial (Dijkstra, 2006).

2.4.5. Índices Climáticos asociados al monitoreo del ENSO

Los índices climáticos enfocados en el monitoreo del ENSO disponen de 3 categorías según su naturaleza entre ellas tenemos las oceánicas, atmosféricas y mixtas, en cuanto a la primera está basado en el monitoreo de la TSM en las regiones importantes y donde se tiene la mayor cantidad de datos disponibles, en cuanto a los índices atmosféricos está basado en el gradiente de presiones entre el oeste y este de Pacífico ecuatorial y por último se tiene el mixto que utiliza diferentes variables específicamente 6 variables.

A. Índices Oceánicos

Los datos de temperaturas de agua de mar fueron esenciales en el pasado para la identificación del ENSO, por ello desde un inicio se recurrió a definir regiones como Niño 3, Niño 4, etc., debido a la disponibilidad de los datos provenientes de buques que pasaban por esas áreas y lo hacen actualmente, así como las boyas oceanográficas. Por otra parte, por las investigaciones realizadas se definió como región representativa a la región Niño 3.4.

A.1. Niño 1+2 (0° - 10° S, 90° W - 80° W): La región Niño 1+2 es la más pequeña y oriental de las otras regiones del Niño, por lo general resulta la primera en calentarse cuando ocurre un evento ENSO, su cálculo está basado en el análisis Reynolds Olv2 SST disponible en el repositorio de la NOAA/ESRL la cual presenta una actualización semanal. Por otro lado, la anomalía de temperatura superficial del mar se calcula con una climatología mensual estacional base con un periodo entre 1982 a 2005, al cual se le aplica una interpolación que básicamente es la estimación de valores desde un conjunto de datos existente, para obtener esos valores semanales.

A.2. Niño 3 (5° N - 5° S, 150° W - 90° W): Esta región posee una gran variabilidad de temperatura de la superficie del mar en cuanto la escala de tiempo de el niño es decir una escala interanual de 2 a 7 años donde el cálculo de la anomalía de la temperatura superficial del muestra las condiciones del pacifico tropical oriental, además que el cálculo del índice se basa en el análisis Reynolds Olv2 SST ubicado en el repositorio de la NOAA/ ESRL

actualizándose semanalmente y utilizando la base climatológica de 1982 a 2005 para el procedimiento.

A.3. Niño 3.4 (5° N - 5° S, 170° W - 120° W): El índice de anomalías de temperatura superficial se utiliza para el monitoreo de la región central del Pacífico tropical, donde la variación del gradiente de temperatura local puede desplazar el área de precipitaciones desde el pacífico occidental hacia el Pacífico oriental, por otro lado, las condiciones de anomalía cálida se alcanzan por lo general entre el otoño e invierno del hemisferio norte, su cálculo al igual que de la anomalía de la región Niño 1+2 y Niño 3 está basado en el análisis de Reynolds Olv2 SST con actualización semanal, el procedimiento se realiza con la climatología mensual de 1982 a 2005 aplicando el método de la interpolación.

A.4. Niño 4 (5° N-5° S, 160° E-150° W): El índice de anomalías de temperatura superficial del mar representa las condiciones de la región del pacífico tropical occidental. Donde la variación de la TSM tiene valores alrededor de los 27.5 °C el cual sería un factor importante para la formación de precipitaciones, al igual que los otros índices mencionados se utiliza como fuente de datos el análisis de Reynolds Olv2 SST ubicado en el repositorio NOAA/ESRL con actualización semanal. El cálculo usa una climatología mensual que se interpola para determinar las anomalías.

A.5. ONI (5° N-5° S, 170° W-120° W): El ONI (Ocean Niño Index) de la NOAA, es utilizado para el registro de la ocurrencia y duración de episodios El Niño, se basa en el monitoreo de la temperatura superficial del mar (TSM) sobre el océano Pacífico central en la región Niño 3.4, asimismo, se utiliza para la identificación de un umbral de inicio de TSM que exceda el promedio y sea persistente durante varios meses, en consecuencia, anomalías con valores de 0.5 °C indica una alta probabilidad de aparición de El Niño (Glantz & Ramirez, 2020). Este índice resulta ser el de mayor aceptación a nivel mundial su cálculo resulta de la media móvil trimestral de las series de anomalías de la TSM con base en un periodo de 30 años recibiendo una actualización cada cinco años (Lindsey, 2013).

Tabla 2. Categorías de las anomalías de temperatura según el ONI.

Categoría	Índice Oceánico El Niño (ONI)
Cálido fuerte	Mayor o igual a 1.4
Cálido moderado	Mayor que 0.9 y menor que 1.4
Cálido débil	Mayor que 0.5 y menor que 1.0
Neutro	Mayor que -0.5 y menor que 0.5
Frío débil	Menor que -0.5 y menor que -0.9
Frío moderado	Menor que -1.0 y menor que -1.5
Frío fuerte	Menor o igual que -1.5

Nota: Obtenido de la nota técnica ENFEN (2012).

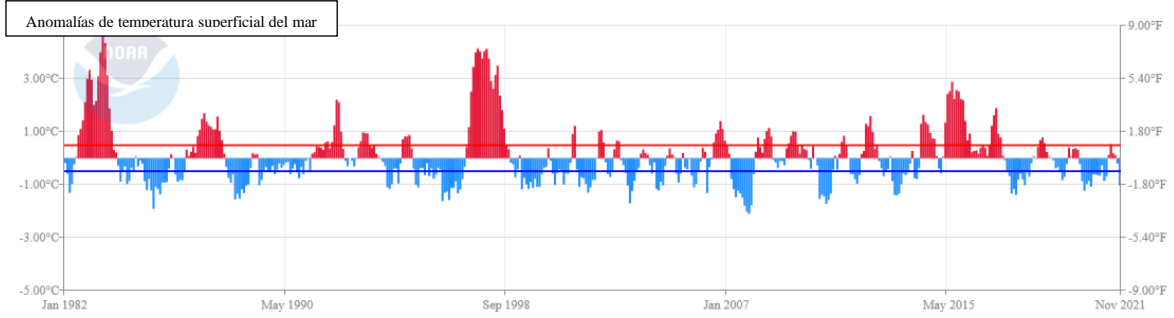
A.6. ICEN (0° - 10° S, 90° W - 80° W): ICEN (Índice Costero El Niño), es un índice usado para el monitoreo de El Niño y La Niña frente a la costa del Perú, en la región Niño 1+2, su cálculo consiste en la media móvil para tres meses de las anomalías mensuales de la temperatura superficial del mar (TSM) para la región Niño 1+2 y las anomalías se calculan usando como base la climatología de 1981 a 2010 a diferencia de los otros índices, este refleja mejor las condiciones de la costa (Comité Técnico del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño, 2012).

Tabla 3. Categorías de las anomalías de temperatura según ICEN.

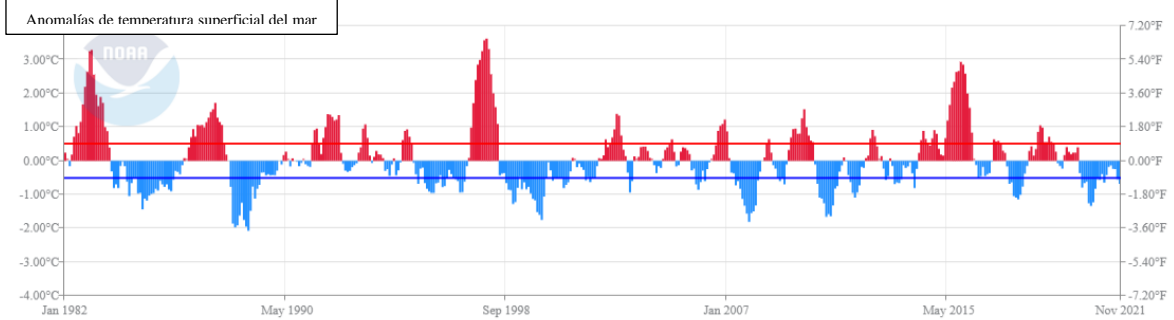
Categoría	Índice Costero El Niño (ICEN)
Cálida Extraordinaria	Mayor que 3.0
Cálida fuerte	Mayor que 1.7 y menor o igual que 3.0
Cálida moderado	Mayor que 1.0 y menor o igual que 1.7
Cálida débil	Mayor que 0.4 y menor o igual que 1.0
Neutro	Mayor o igual que -1.0 y menor o igual que 0.4
Frío débil	Mayor o igual que -1.2 y menor que -1.0
Frío moderado	Mayor o igual que -1.4 y menor que -1.2
Frío fuerte	Menor que -1.4

Nota: Obtenido de la nota técnica ENFEN (2012).

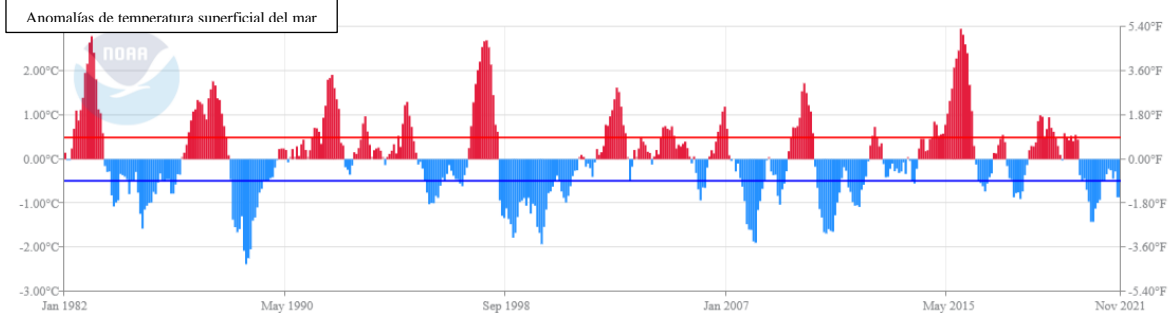
Niño 1+2 (0-10°S,90°W-80°W)



Niño 3 (5°N-5°S,150°W-190°E)



Niño 3.4 (5°N-5°S,120°W-170°W)



Niño 4 (5°N-5°S,150°W-160°E)

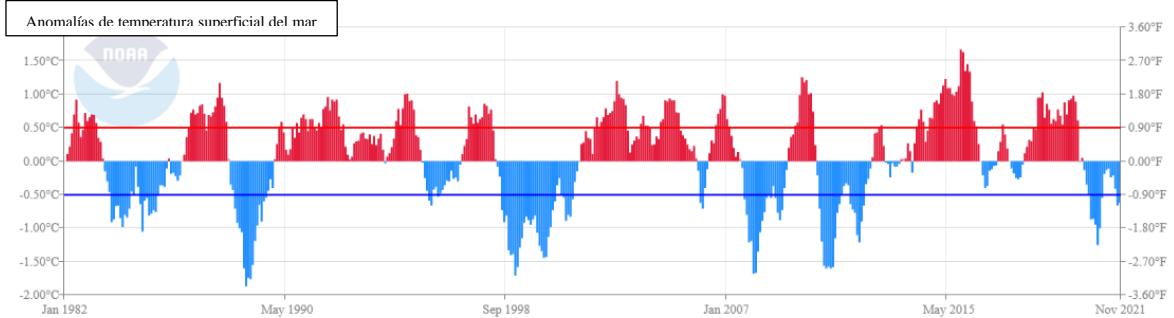


Figura 13: Serie de tiempo de las anomalías de TSM de las regiones Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 en el Pacífico tropical central.

FUENTE: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/sst>, 2022

A.7. Índices E y C: Calculadas mediante el método de componentes principales que es una metodología estadística la cual reduce la complejidad de un conjunto de variables llevándolas a un conjunto de combinaciones lineales conservando su información y que no guardan correlación entre sí, ambos índices son independientes representando la complejidad del ENSO y describiendo eventos cálidos extremos y eventos fríos ordinarios, en el caso del índice C como se muestra en la figura 14b guarda una mejor relación con el Niño Modoki, también comparte algunas características con el niño canónico (Takashi, Montecinos, Goubanova, & Dewitte, 2011). Para la obtención de las fórmulas de E y C se tiene las siguientes ecuaciones como $C \sim 1.7 * Niño_4 - 0.1 * Niño_{1+2}$; $E \sim Niño_{1+2} - 0.5 * Niño_4$, respectivamente.

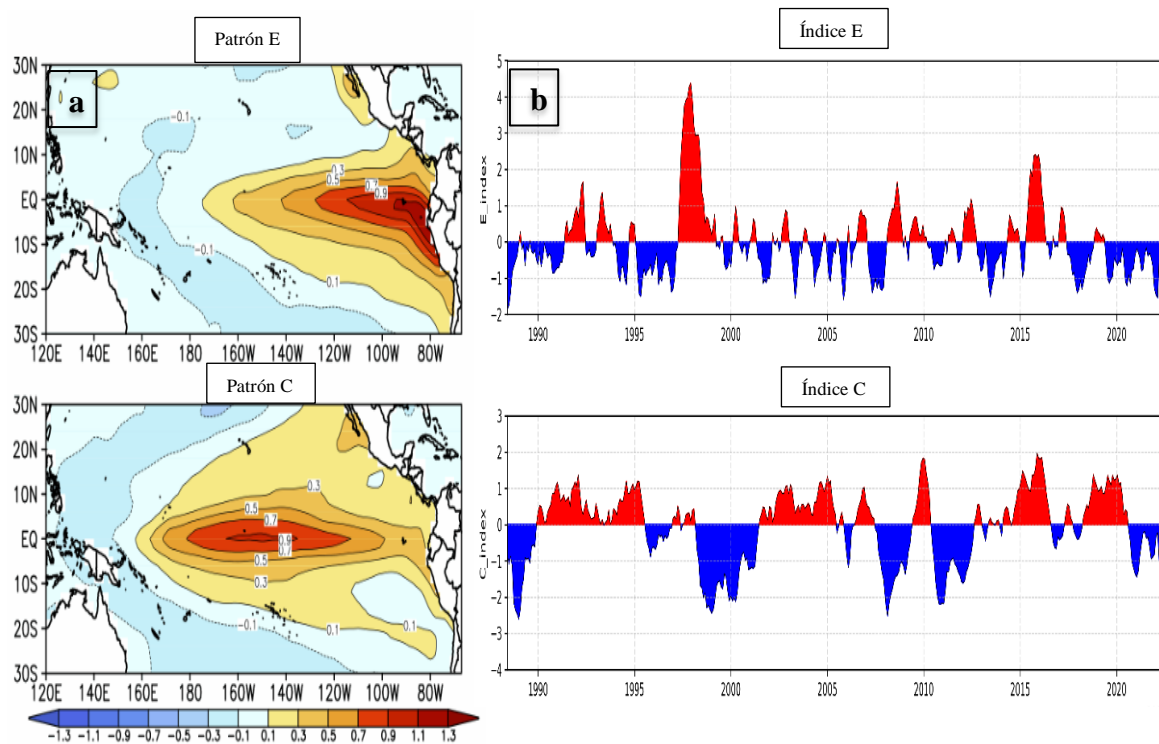


Figura 14: Índices de monitoreo E (Pacífico oriental) y C (Pacífico central), para El Niño y La Niña respectivamente

FUENTE: <http://met.igp.gob.pe/variabclim/indices.html>, 2012

B. Índices atmosféricos

B.1. SOI (Southern Oscillation Index): Este índice atmosférico es uno de los más utilizados midiendo las fluctuaciones de la masa atmosférica entre los sectores oriental y occidental del océano Pacífico (Barrios, 2021), su cálculo está basado en la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar promedio estandarizado mensual entre Tahití y Darwin según (Russell, Dale, & Mcleod, 1992), por ello un valor negativo se corresponde con una

disminución de la presión atmosférica en Tahití, en cambio un incremento en Darwin, reflejándose en una anomalía cálida, mientras que un valor positivo exhibe un anomalía fría, en tanto se describe el procedimiento obteniendo al final la ecuación (9) obtenido de <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/enso/soi>:

$$\text{Tahiti estandarizado} = \frac{(\text{actual Tahiti SLP} - \text{promedio Tahiti SLP})}{\text{Desviación estándar Tahiti}} \quad (4)$$

$$\text{Desviación estándar Tahiti} = \sqrt{\frac{\sum(\text{actual Tahiti SLP} - \text{promedio Tahiti SLP})^2}{N \text{ (numero de meses)}}} \quad (5)$$

$$\text{Darwin estandarizado} = \frac{(\text{actual Darwin SLP} - \text{promedio Darwin SLP})}{\text{Desviación estándar Tahiti}} \quad (6)$$

$$\text{Desviación estándar Darwin} = \sqrt{\frac{\sum(\text{actual Darwin SLP} - \text{promedio Darwin SLP})^2}{N \text{ (numero de meses)}}} \quad (7)$$

$$\text{Desviación estándar mensual} = \sqrt{\frac{\sum(\text{Tahiti estandarizado} - \text{Darwin estandarizado})^2}{N \text{ (numero de meses)}}} \quad (8)$$

$$\text{SOI} = \frac{(\text{Tahiti estandarizado} - \text{Darwin estandarizado})}{\text{Desviación estándar mensual}} \quad (9)$$

C. Índices mixtos

C.1. MEI (Multivariate ENSO Index)

Este índice mixto es uno de los más representativos porque vincula seis variables entre oceánicas y meteorológicas, proporcionando una descripción más completa y flexible del ENSO (Wolter & Timlin, 2011), la primera es la presión atmosférica a nivel del mar, segundo la temperatura superficial del mar (TSM), tercero y cuarto las componentes zonales y meridionales del viento en superficie respectivamente, en quinto lugar la temperatura superficial del aire y finalmente la nubosidad.

Las variables mencionadas se monitorean en la región del pacífico (30° S – 30° N y 100° E – 70° W); en lo relacionado a la temporalidad se estima con un traslape para los doce meses del año, por ejemplo, diciembre con enero a noviembre con diciembre. En cuanto a su cálculo está basada en el método de componentes principales que es aplicada a las 6 variables, como primer paso se aplica una normalización a las variables ajustando las unidades a una unidad

común, para poder realizar las operaciones; una vez aplicado el método se obtiene un primer componente principal (CP1) cuyo valor es igual al valor del MEI.

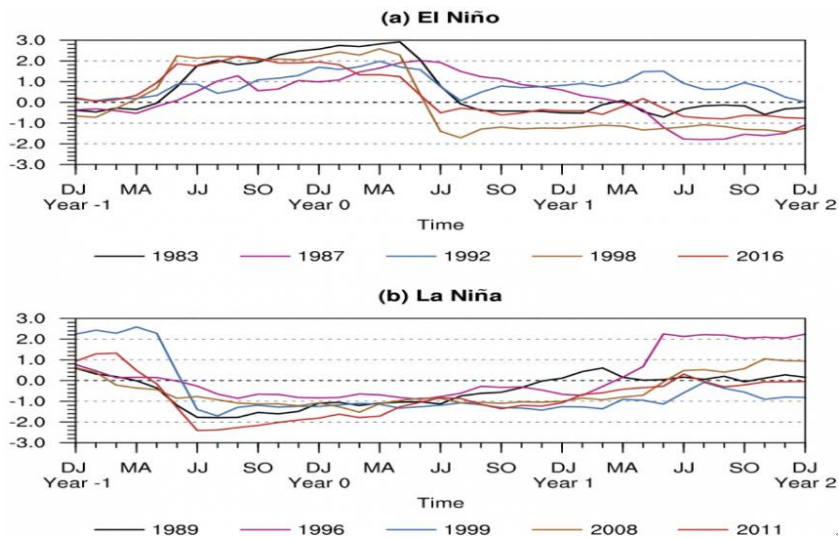


Figura 15: Evolución histórica de eventos ENSO evaluados con el índice MEI
FUENTE: <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>, 2022

En la siguiente tabla 4 se muestra el registro histórico de eventos El Niño de los cuales los muy fuertes se denominan eventos Niño extraordinarios

Tabla 4. Registro histórico de los eventos El Niño basado en el ONI clasificados entre ligero a muy fuerte.

Ligero	Moderado	Fuerte	Muy fuerte
1952-53	1951-52	1957-58	1982-83
1953-54	1963-64	1965-66	1997-98
1958-59	1968-69	1972-73	2015-16
1969-70	1986-87	1987-88	
1976-77	1994-95	1991-92	
1977-78	2002-03		
1979-80	2009-10		
2004-05			
2006-07			
2014-15			
2018-19			

Nota: Golden Gate Weather Services, 2021.

2.5. Estabilidad atmosférica

En cuanto a estabilidad o inestabilidad atmosférica se refiere a la capacidad de restaurar el estado inicial, en términos simples, la estabilidad es la resistencia que la atmósfera opone al movimiento vertical. De forma más exacta, es la medida en que la atmósfera estimula o suprime el movimiento vertical.

2.5.1. Temperatura potencial (θ)

La temperatura potencial de un paquete de aire está definida como la temperatura que esta tendría si se expandiera o comprimiera adiabáticamente desde la presión a la cual está sometida en ese instante hasta una presión estándar por lo general 1000 hPa, de otro lado derivando la ecuación (10) en términos de la presión (p), temperatura (T) y la presión estándar, asimismo en una transformación adiabática ($dq = 0$) se obtiene la ecuación (11) (Tsonis, 2007).

$$dq = C_p dT - \alpha dp \quad (10)$$

$$\theta = T * (P_0/P)^{\frac{R}{C_p}} \quad (11)$$

Donde:

$R \cong R_d = 287 \text{ J/ K.kg}$

$C_p = 1004 \text{ J/ K.kg}$ respectivamente, por ende, $R/C_p = 0.286$

P_0 : Presión de referencia (1000 hPa)

T : Temperatura (Kelvin)

2.5.2. Temperatura potencial equivalente (θ_e)

La temperatura potencial equivalente es la temperatura potencial de una pequeña porción de aire cuando todo el vapor de agua pasa por un proceso de cambio de fase condensándose de tal forma que, la relación de mezcla es cero. Por definición se explica de la siguiente forma, cuando el aire se expande (es decir, se eleva) pseudoadiabáticamente hasta que todo el vapor se condensa, libera su calor latente y luego cae, esta porción de aire se comprime en seco adiabáticamente a la presión estándar de 1000 hPa, en cuyo punto alcanzará la temperatura θ_e . Esta última se conserva durante procesos adiabáticos secos y saturados al igual que la temperatura potencial (Tsonis, 2007), su fórmula se describe en la ecuación (12).

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{L_v w_s}{c_p T}\right) \quad (12)$$

Donde:

θ : Temperatura potencial

L_v : Calor latente de evaporación del agua

w_s : Relación de mezcla de saturación

c_p : Calor específico a presión constante

En la realización de un análisis de estabilidad atmosférica utilizando la temperatura potencial equivalente se debe tener en cuenta dos casos el primero donde la columna vertical de la atmósfera se considera inestable cuando θ_e disminuye con la altura y lo contrario cuando aumenta con la altura se considera estable, un caso particular sucede cuando se presenta una inversión térmica por subsidencia, en la cual la θ_e disminuye bruscamente relacionado con la disminución brusca de la humedad, haciéndolo estable.

2.5.3. Aire no saturado

Si una parcela de aire no saturado ubicada originalmente en el punto O y se eleva a la altura definida por los puntos A y B, su temperatura caerá a T_A , que es menor que la temperatura ambiente T_B en este nivel. Debido a que la parcela se ajusta inmediatamente a la presión del aire ambiental, de la ecuación de los gases ideales se desprende claramente que la parcela de aire más fría debe ser más densa que el aire ambiental más cálido. Por lo tanto, si se deja solo, la parcela tenderá a volver a su nivel original. Si el paquete se desplaza hacia abajo desde el punto O, se vuelve más cálido que el aire ambiental y, si se lo deja solo, el paquete tenderá a subir de nuevo a su nivel original. En ambos casos, el paquete de aire encuentra una fuerza restauradora después de ser desplazada, lo que inhibe la mezcla vertical. Así, la condición $\Gamma < \Gamma_d$ corresponde a una estratificación estable (o estabilidad estática positiva) para parcelas de aire no saturadas. En general, cuanto mayor sea la diferencia $\Gamma_d - \Gamma$, mayor será la fuerza restauradora para un desplazamiento dado y mayor la estabilidad estática (Wallace & Hobbs, 2006).

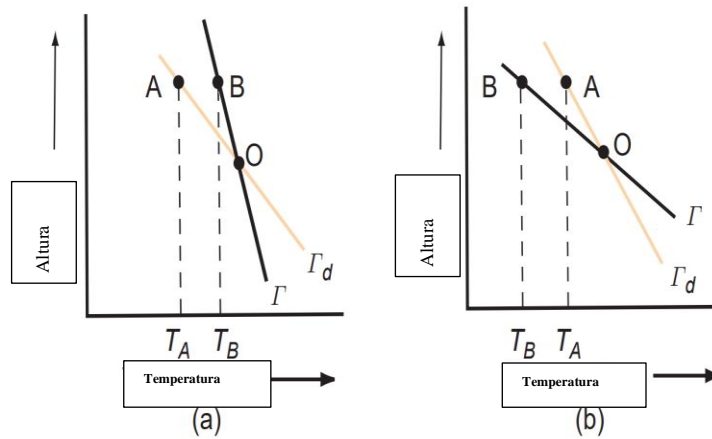


Figura 16. Condiciones para a) estabilidad estática positiva b) inestabilidad estática negativa para el desplazamiento de parcelas de aire no saturados.
FUENTE: (Wallace & Hobbs, 2006).

Una situación particular en la que se presenta estabilidad es la inversión térmica, explicada como el incremento de temperatura en la capa baja de la atmósfera conforme el ascenso vertical. Si un paquete de masa aire ideal asciende por la capa con inversión térmica, se entiende que la masa de aire se enfría mientras el entorno se calienta, existe una gran diferencia de densidad entre el aire frío y cálido y como resultado el aire frío más denso tiende a regresar a su posición inicial, esto se logra por acción de la fuerza restauradora, debido a esto la capa de inversión térmica actúa como un escudo que impide los movimientos verticales según (The University Corporation for Atmospheric Research, 2018).

2.5.4. Aire saturado

Si una parcela de aire está saturada, su temperatura disminuirá con la altura a la tasa de gradiente adiabático saturado Γ_s . Se deduce que, si es la tasa de variación real de la temperatura en la atmósfera, las parcelas de aire saturadas serán estables, neutras o inestables con respecto a los desplazamientos verticales, $\Gamma_s > \Gamma$, $\Gamma_s = \Gamma$, $\Gamma_s < \Gamma$ (Wallace & Hobbs, 2006).

2.6. Climatología sinóptica sobre la costa norte

2.6.1. Circulaciones atmosféricas

Los sistemas de circulación atmosférica originan el ascenso o el descenso de la masa de aire en la atmósfera, la circulación de la masa de aire cálida o fría, la convergencia (acumulación) o la

divergencia (salida) de la masa de aire en la atmósfera, la estabilidad e inestabilidad atmosférica, la circulación de la humedad, las nubes media o alta, las precipitaciones y los fenómenos meteorológicos. El ascenso de la masa de aire ocasiona la expansión del aire, la advección del aire cálido origina el ascenso de la masa de aire, la advección del aire frío ocasiona el descenso del aire, la convergencia ocasiona la acumulación de la masa de aire, la divergencia origina la salida de la masa de aire y el descenso de la masa de aire ocasiona la compresión de la masa de aire en la atmósfera, los cuales origina los procesos meteorológicos de la transformación del estado físico del vapor de agua, el movimiento de la masa de aire, la estabilidad e inestabilidad atmosférica y el estado térmico de la masa de aire cálido o frío (Allasi Quispe, 2022).

A. La circulación anticiclónica

Es un sistema de circulación atmosférica que origina la subsidencia de la masa de aire y la divergencia de la masa de aire en la atmósfera. La subsidencia ocasiona el descenso y la compresión de la masa de aire en la atmósfera y la divergencia origina la salida de la masa de aire del núcleo hacia la periferia del sistema de circulación atmosférica. La divergencia ocasiona el movimiento horizontal zonal y meridional de la masa de aire en la atmósfera.

B. La cuña

Es un sistema de circulación anticiclónica origina la subsidencia (descenso) de la masa de aire en la atmósfera y la divergencia (salida) de la masa de aire del núcleo del sistema de circulación atmosférica hacia la periferia. Las isohipsas son circulares sin llegar a cerrarse en sentido horario en el hemisferio norte y en sentido antihorario en el hemisferio sur. El viento circula del núcleo hacia la periferia de la circulación anticiclónica (divergencia).

C. La circulación ciclónica

Es un sistema de circulación atmosférica origina la convergencia de la masa de aire, ocasiona la afluencia de la masa de aire de la periferia de la circulación atmosférica hacia el núcleo y el ascenso de la masa de aire en la atmósfera. El ascenso de la masa de aire ocasiona la expansión (dilatación másica) y el enfriamiento de la masa de aire en la atmósfera.

D. La vaguada

Es un sistema de circulación ciclónica ocasiona la convergencia de la masa de aire de la periferia del sistema de circulación atmosférica hacia el núcleo y el ascenso de la masa de aire en la atmósfera. Las isohipsas son circulares sin llegar a cerrarse en sentido antihorario en el hemisferio norte y en sentido horario en el hemisferio sur. El viento circula de la periferia hacia el núcleo de la circulación atmosférica (convergencia).

2.6.2. Génesis de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur

El sistema de circulación atmosférica se origina del ascenso de las masas de aire de la baja presión ecuatorial y la baja presión subpolar en la atmósfera de la zona ecuatorial y extratropical respectivamente. La interacción de las masas de aire ascendentes en la atmósfera con la Tropopausa, ocasiona el bloqueo y la transformación del ascenso de las masas de aire en una circulación meridional de norte a sur de la masa de aire ecuatorial hacia la zona extratropical y la circulación meridional de sur a norte masa de aire subpolar hacia la zona tropical, luego la convergencia de las masas de aire en la atmósfera subtropical origina la acumulación de las masas de aire, ocasionando el descenso de la masa de aire por efecto de la gravedad. El descenso de la masa de aire en la atmósfera subtropical origina la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur (Allasi Quispe, 2022).

A. La circulación anticiclónica del océano Pacífico sur

La circulación anticiclónica del océano Pacífico sur es un sistema de circulación atmosférica localizado en la atmósfera del océano Pacífico subtropical suroriental de la costa oeste de Sudamérica. El sistema de circulación origina la subsidencia y la divergencia de la masa de aire en la atmósfera. La subsidencia ocasiona el descenso de la masa de aire y la divergencia ocasiona el movimiento horizontal zonal y meridional de la masa de aire en la atmósfera.

2.6.3. Procesos meteorológicos de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur sobre la costa del Perú

La circulación anticiclónica del océano Pacífico sur es un sistema de circulación atmosférica localizado en la atmósfera del océano Pacífico subtropical suroriental de la costa oeste de Sudamérica. El sistema de circulación origina la subsidencia y la divergencia de la masa de aire en la atmósfera.

La subsidencia es el descenso de la masa de aire de la zona central de la circulación anticiclónica en la atmósfera de la costa. La subsidencia origina la acumulación y la compresión de la masa de aire en la atmósfera. La divergencia ocasiona el movimiento horizontal zonal y meridional de la masa de aire en la atmósfera, el movimiento zonal origina la advección másica y el movimiento meridional origina la advección térmica.

La advección térmica: la circulación meridional de sur a norte de la masa de aire frío del océano de la zona oriental de la circulación anticiclónica (zona I) hacia la atmósfera de la costa oeste de Sudamérica origina la compresión de la masa de aire y la circulación meridional de norte a sur de la masa de aire cálido del océano de la zona occidental de la circulación anticiclónica (zona III) hacia la atmósfera del océano ocasiona la expansión de la masa de aire (Allasi Quispe, 2022).

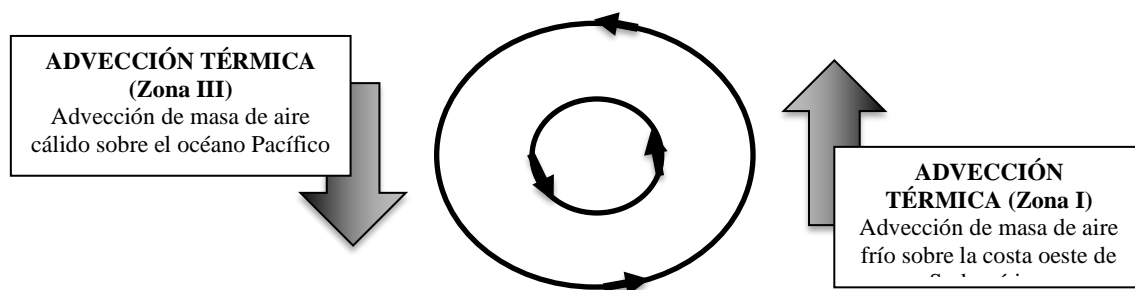


Figura 17: Advección térmica de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur a 500 hPa en la atmósfera de la costa.

FUENTE: (Allasi Quispe, 2022).

océano de la zona sur de la circulación anticiclónica (zona IV) hacia la atmósfera de la costa oeste de Sudamérica ocasiona la acumulación (convergencia) de la masa de aire en la costa y la circulación zonal de la masa de aire de este a oeste de la zona norte de la circulación anticiclónica (zona II) ocasiona la salida (divergencia) de la masa de aire de la atmósfera de la costa oeste de Sudamérica hacia el océano (Allasi Quispe, 2022).

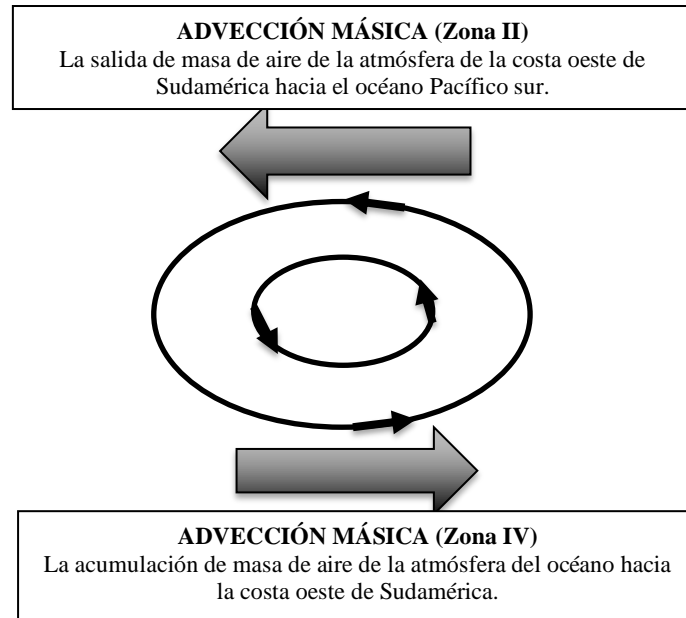


Figura 18: Advección másica de la circulación anticiclónica del océano Pacífico sur a 500 hPa en la atmósfera de la costa.

FUENTE: (Allasi Quispe, 2022).

2.6.4. Anticiclón del Pacífico sur (APS)

La climatología marina para la zona costera de norte y centro de Chile está determinada por el anticiclón del Pacífico sur (APS), generando condiciones de estabilidad en la tropósfera baja como la inversión térmica de subsidencia, bajas temperaturas del agua de mar, vientos predominantemente del sur y una extensa cubierta de nubosidad estrato – cumuliforme según (Garreaud, Rutlant, Quintana, Carrasco, & Minnis, 2001). En cuanto a esta cobertura nubosa resulta importante en el balance superficial de radiación, puesto que reflejan una parte importante de la radiación solar, enfriando la superficie del mar y la columna de aire en directa interacción con ella (capa límite marina: CLM). La mezcla al interior de la CLM se mantiene por la turbulencia térmica es decir enfriamiento radiativo del tope de la nubosidad y por la turbulencia mecánica que produce el cizalle del viento sobre la superficie del mar (Garreaud & Rutlant, 2005).

En la cuenca del Pacífico sur, el anticiclón del Pacífico (APS) es el forzamiento dominante del giro subtropical el cual en su flanco derecho está constituido por el sistema de las corrientes del Pacífico sudeste conformado por la corriente de chorro de Humboldt, corriente oceánica de Humboldt, corriente costera de Humboldt, contracorriente Perú-Chile, corriente

subsuperficial Perú - Chile, corriente costera de Chile, corriente del Pacífico sur y corriente ecuatorial del sur (Fuenzalida, Schneider, Garcés-Vargas, & Bravo, 2008). Asimismo, se inclina hacia abajo de oeste a este creando gradientes en tierra y mar adentro, sobre la tensión del viento y la nubosidad. La intersección de la inversión y las montañas costeras sustenta la propagación de las ondas atmosféricas atrapadas en la costa (bajas costeras) hacia el polo a lo largo de la costa. Los vientos a lo largo de la costa también se ven modificados por efectos regionales, como la baroclinicidad creada por los gradientes de temperatura horizontales en tierra y mar adentro a lo largo de los frentes de afloramiento, costa y las laderas de las montañas. Los efectos locales se suman a los factores de escala regionales y de la cuenca por la topografía local y la orientación de la costa, estos factores atmosféricos afectan los flujos superficiales locales de impulso (tensión del viento) y la flotabilidad sobre el océano costero (Strub, Mesías, Rutlant, Montecino, & Salinas, 1998).

El APS tiene ciclos estacionales, interanuales, decadales y interdecadales. En el verano austral, el ASPS es más intenso frente a la costa centro-sur de Chile (aproximadamente 35° S) y en invierno es más intenso frente a la costa de La Serena (norte de Chile, aproximadamente 30° S) (Van Loon, y otros, 1972). Frente a las costas del Perú, el APS provoca vientos favorables al afloramiento que son más intensos en el invierno que en el verano. Estos vientos paralelos a la costa advectan agua hacia el norte y ocasionan un transporte de Ekman costa afuera, y se genera un consecuente afloramiento de estratos más profundos. Cuando el APS se fortalece, se incrementa la magnitud de los vientos provenientes del sur y, por tanto, hay un mayor transporte de aguas del polo y más eventos de surgencia (Croquette, Eldin, Grados, & Tamayo, 2007). Sin embargo, al debilitarse el ASPS, los vientos provenientes del sur decrecen en magnitud y la incidencia del transporte de Ekman es menor. A escala interanual, durante la fase cálida de El Niño Oscilación del sur (ENOS), la intensidad del APS disminuye, y en el Pacífico sur, el afloramiento lleva aguas menos frías hacia la superficie debido a que la termoclina se profundiza según (Blanco, Carr, Thomas, & Strub, 2002). Además, también ocurre una menor advección de aguas hacia el ecuador que incluso podrían dirigirse hacia el polo, como lo ocurrido durante El Niño 1997–1998). Ambos mecanismos tienden a calentar las aguas superficiales costeras. Durante la

fase fría de ENOS (La Niña), la intensidad del APS aumenta y ocurren condiciones oceanográficas opuestas a El Niño (Carr, Strub, Thomas, & Blanco, 2002).

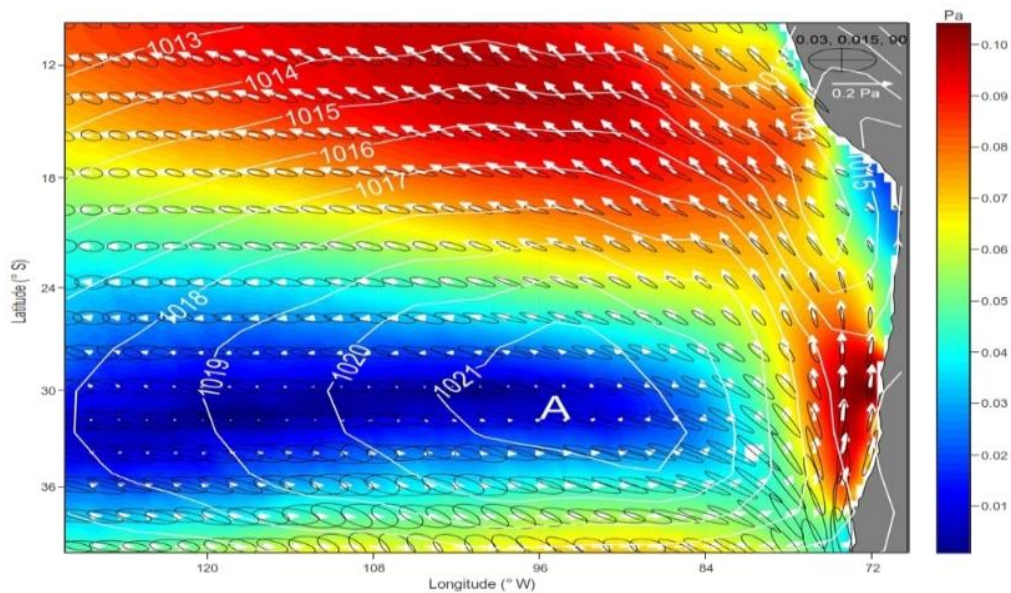


Figura 19: Magnitud (color) y dirección (vectores) del promedio anual del esfuerzo del viento en el Pacífico oriental. Las elipses muestran la varianza de la climatología mensual del esfuerzo del viento. Los contornos muestran el promedio anual de la presión del aire a nivel del mar (hPa) basado en NCEP/NCAR. **FUENTE:** (Ancapichún & Garcés-Vargas, 2015)

2.6.5. Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)

La ZCIT es una franja zonal de bajas presiones ubicada en la zona ecuatorial, en la que confluyen los vientos alisios del hemisferio norte y sur, con la convergencia y altas temperaturas del agua de mar tenemos un ascenso fuerte originando abundante nubosidad con precipitaciones extremas, se debe aclarar que esta banda no es continua, su comportamiento depende de su ubicación si es marítima o terrestre (AEMET, 2018).

La zona de convergencia intertropical es uno de los sistemas meteorológicos más importantes que actúan en los trópicos, este sistema es una banda nubosa que se encuentra bordeando el ecuador entre los 30° N - 30° S, básicamente se le define como una zona donde convergen los vientos alisios del noreste y sureste creándose un zona donde la masa converge y produciéndose un ascenso generando en niveles medios y altos inestabilidad atmosférica, apreciándose la formación de nubes de gran extensión vertical como los cumulonimbos y CCM (Complejos Convectivos a Mesoescala), este se puede distinguir en las imágenes satelitales como una franja nubosa rodeando al Ecuador. La ZCIT se encuentra en una región donde existe interacción con características atmosféricas y oceánicas como la zona de la baja

ecuatorial, zona de confluencia de los vientos alisios, zona de convergencia máxima, zona de máxima temperatura de la superficie del mar, zona de banda de máxima cobertura de nubes convectivas (Urrea P., 2018).

La influencia de la ZCIT en el tiempo y el clima en la región tropical está ligada con el balance térmico global, teniendo un contexto amplio y una escala mayor como la planetaria, la ZCIT se ubica en el ramal ascendente de la célula de Hadley la cual transporta humedad y calor desde niveles bajos hacia la atmósfera media y alta, en las observaciones que se ha realizado muestra que dentro de esta gran banda nubosa se tiene una gran precipitación mayor a la humedad que es aportado por el océano al tener evaporación debido al cambio fase, asimismo, se tiene otro mecanismo que aporta esta humedad adicional como los son los vientos alisios convergentes en niveles medios. Esta banda nubosa no tiene una ubicación fija sobre el ecuador tiene fluctuaciones en tiempo y espacio, así es como se aprecia las nubes de gran desarrollo vertical con conglomerados que están espaciados teniendo también cielo despejado entre uno y otro, además esta zona donde confluyen los vientos sigue una posición aparente del sol con un retraso aproximado de dos meses (Urrea P., 2018).

2.6.6. Alta de Bolivia (AB)

Las ondas estacionarias de la alta tropósfera representan algunas de las características climatológicas más distintas de la atmósfera terrestre. Estas desviaciones de la media zonal son consecuencia de la no homogeneidad en la superficie de la tierra (contraste tierra-mar, orografía, etc.) y se observan en todo el mundo y en una amplia gama de escalas de longitud. Además de ser una respuesta al forzamiento en la superficie de la tierra, las ondas estacionarias también pueden ser una fuente de estructura para el clima de regiones remotas a través de teleconexiones atmosféricas (Virji, 1981).

El alta de Bolivia se genera a través de una combinación de calentamiento sobre el altiplano boliviano y la condensación del calor latente liberado debido a la intensa convección sobre el oeste de la cuenca Amazónica, se forma en diciembre y permanece esta característica importante hasta marzo. Por lo general esta pierde soporte cuando la NET (Near Equatorial Trough) se desplaza hacia el norte por el cambio de estación, las líneas de corriente muestran su centro identificado en 200 hPa y aproximadamente en 13° S - 68° W. Los vientos en el centro son de alrededor entre 5 nudos a 10 nudos; mientras que, en la periferia

aproximadamente de 30 nudos, una característica es que la velocidad es mayor al sur del sistema debido a la presencia de la corriente en chorro subtropical, su interacción proporciona una gran divergencia para la formación de tormentas (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992). Finalmente (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992) explican que es un anticiclón térmico cuyo núcleo es cálido, el intenso calentamiento es mayor antes del mediodía cuando la nubosidad es escasa, teniendo en cuenta que de una característica que es la única fuente de vientos del este de niveles altos al sur del Amazonas y norte de Bolivia.

La relevancia del alta de Bolivia no se limita al clima medio temporal, ya que la alta a menudo se puede determinar en escalas de tiempo más cortas, incluso en días individuales. Como característica del clima sudamericano, exhibe variaciones significativas en posición e intensidad. (Virji, 1981). (Kousky & Gan, 1981) mencionan como ejemplo a los vórtices ciclónicos de la alta troposfera que se propagan en la región del bajo noreste interactúan con el alto boliviano y modulan la convección en la región. Según lo explicado anteriormente (Lenters & Cook, 1997) explican que el Alta de Bolivia puede entenderse como una respuesta de la onda de Rossby al calentamiento por condensación sobre la cuenca del Amazonas. En cuanto al posicionamiento climatológico de la altura sobre el Altiplano, 10° S - 15° S al suroeste de la región de máximo calentamiento, puede explicarse por la propagación hacia el suroeste y el posterior decaimiento de esta onda de Rossby durante episodios repetidos de convección.

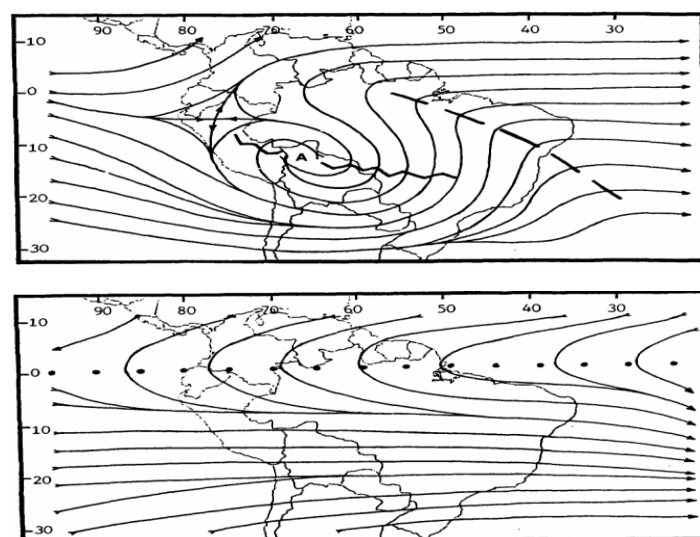


Figura 20: (a) Alta de Bolivia a 200 hPa marcada como un anticiclón (A) en el análisis de líneas de corrientes para el mes de enero, (b) Los puntos grandes se utilizan para marcar el eje de la cuña, una zona de amortiguamiento sobre el Ecuador para el mes de julio.

FUENTE: (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992).

2.6.7. Vaguada Ecuatorial (NET)

NET, también llamada "Zona de Convergencia Intertropical" (ITCZ) o el Ecuador Meteorológico es el resultado de la convergencia de los vientos alisios del hemisferio norte y sur (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992). Es un cinturón casi continuo de baja presión que se extiende entre los cinturones subtropicales de alta presión de los hemisferios norte y sur. Esta región tiene una masa de aire homogénea probablemente sea un lugar donde se tenga idealmente una atmósfera barotrópicas donde las isobaras son paralelas a las isopicnas (líneas de igual densidad), sin embargo, la humedad es tan alta que ligeras variaciones en la estabilidad causan grandes variaciones en el clima. La posición de la vaguada ecuatorial es bastante constante en las partes orientales del Atlántico y el Pacífico (SAM, 2020).

Las vaguadas de los vientos alisios ocurren con la confluencia entre el flujo del noreste en el hemisferio norte y el flujo del sureste en el hemisferio sur provenientes de las altas subtropicales dándose la mayor parte de la nubosidad a lo largo del eje de confluencia. El segmento Pacífico de la NET alcanza su posición más al sur entre 2° N y 5° N. Posiciones extremas al sur hasta 5° S pueden ocurrir durante los años de El Niño. El segmento continental ahora está separado y se mueve independientemente de ambos segmentos oceánicos, extendiéndose de este a noreste desde las laderas andinas orientales cerca de 10° S hasta aproximadamente 5° S, 50° W (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992).

Por último (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992) menciona que todo el NET se ve afectado por oscilaciones de corto plazo de norte a sur que ocurren con mayor frecuencia en enero y febrero y de julio a septiembre. Estas oscilaciones son causadas por perturbaciones de baja presión sinópticas y de mesoescala que se cruzan con el NET o pasan cerca de él.

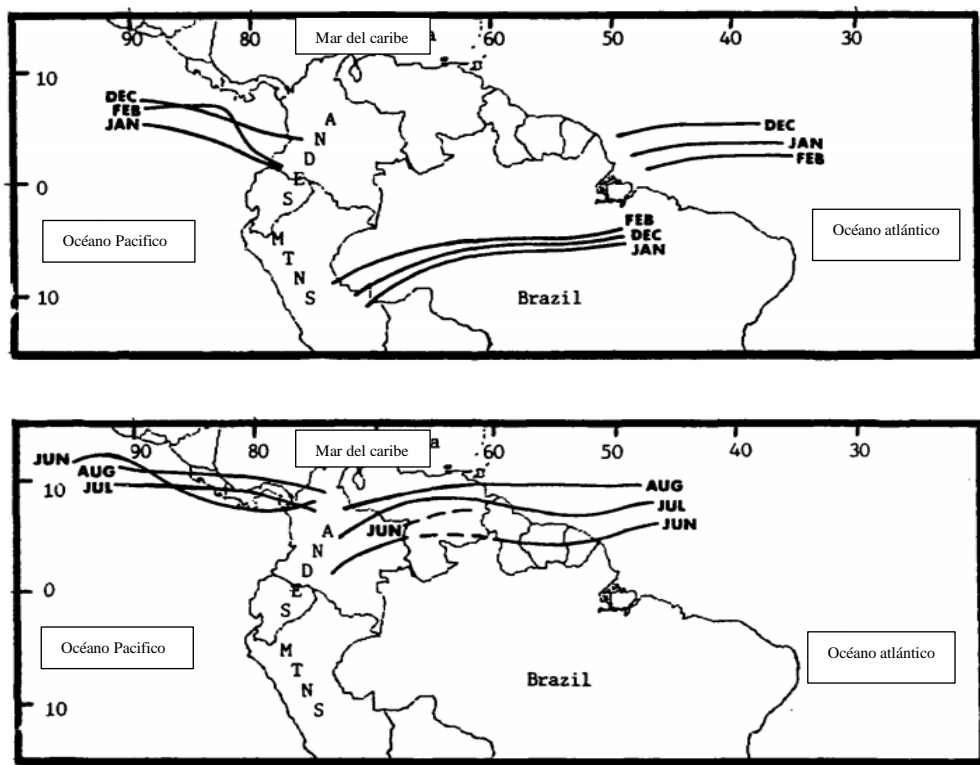


Figura 21: Posición promedio (a) diciembre, enero y febrero; (b) junio, julio y agosto.
FUENTE: (Gilford, Vojtesak, Myles, Bonam, & Martens, 1992).

2.6.8. Vórtice Ciclónico de Altos Niveles (VCAN)

Son definidos como sistemas cerrados de baja presión que se encuentra niveles altos de la troposfera por lo general son llamadas bajas frías y pueden estar clasificadas en dos tipos el primero como palmen que nos indica que se genera en las latitudes subtropicales y lo que son tipo palmer que son vórtices que se originan en latitudes tropicales. Los vórtices ciclónicos de origen tropical como los tipos palmer se forman en los meses de primavera, verano y otoño al ser sistemas que persisten en los trópicos (Palmer, 1951), se originan principalmente en la capa 200 hPa – 300 hPa y se observan en el área 20° S – 10° S, 45° W– 25° W, el núcleo frío se ubica alrededor de los 300 hPa (Ramirez, 1996).

Por lo general actúan en el noreste de Brasil y son observados en primavera, verano y otoño con máxima frecuencia en el mes de enero, asimismo la génesis de este sistema se da cuando el desplazamiento de los flujos en niveles altos tiene una configuración meridional de sur a norte (Quispe, 2004). Es un importante sistema a escala sinóptica asociado a fuertes convecciones con precipitaciones y ascenso de aire en la periferia; mientras que, en el centro prevalece la escasa nubosidad, (Ramirez, 1996) indica que su mayor frecuencia se da en la

estación verano (22 días) para el hemisferio sur con su intensidad máxima para el mes de enero, además no se encontró una relación consistente entre el número de VCAN y la variabilidad en años ENSO extremos (Bueno, Fedorova, Levit, & Rocha, 2020).

2.7. Autocorrelación Espacial

El origen del término de autocorrelación son las series de tiempo usada en la estadística univariada es decir de una sola variable. La correlación estadística ordinaria mide el grado de asociación entre diferentes variables en un solo espacio como si fuera una capa encima de otra en forma vertical; mientras que, la autocorrelación espacial mide el grado de asociación de una variable consigo misma dentro de un espacio geográfico de forma horizontal que puede ser simple o compuesto, en el primer caso como ejemplo análisis de mercadeo en países vecinos a Brasil y en el segundo distribución de una población de aves en las islas del Oceanía respectivamente. La comprensión de la variabilidad de un fenómeno ayuda a explicar cuál es el impacto local que tiene con sus vecinos, en ese sentido si un fenómeno ocurre en un punto del espacio geográfico existe la posibilidad que pueda alterar elementos locales de sus vecinos afectando a esos puntos del espacio geográfico vecinos. Otro concepto importante es que algunos autores mencionan que la autocorrelación es un tipo especial de correlación estadística donde se estudia la relación que guardan las variables entre sí; por el contrario, la autocorrelación describe las correlaciones dentro de las variables (Siabato & Guzmán - Manrique, 2018).

2.7.1. Índices Globales

Estos índices proporcionan información sobre si la incidencia de una variable o diferentes variables puede aumentar significativamente alrededor de lugares particulares, así como no revelan información sobre el tamaño, la ubicación y la importancia de las agrupaciones geográficas localizados. Una propiedad deseable de los índices globales es que representan la suma de índices locales. Así, el índice global puede descomponerse en un conjunto de índices regionales y locales.

2.7.1.1. Índice global de Moran

Es uno de los índices globales más empleados para el análisis clúster o agrupados (Ramírez L., 2015), este índice realiza una comparativa entre un valor en un punto específico respecto de otro lugar. Guarda una similitud con algunos métodos de correlación dado que por lo

general varía entre -1 y 1; sin embargo; existen casos muy particulares que no cumple este rango, es así que un valor próximo a 1 o cercano indicaría una autocorrelación positiva describiendo que los valores similares se encuentran agrupados; mientras que, un valor próximo a -1 o cercano indicaría una autocorrelación negativa donde existe una agrupación de valores diferentes, el último caso es un valor donde no se existe autocorrelación. Por otro lado w_{ij} (*pesos*) es la componente que determina la relación geográfica determinando la proximidad de las vecindades respecto al punto en análisis, en ese sentido según (Bravo López, 2021) explica los criterios de vecindad como i) lineal, ii) Rook (torre), iii) Bishop (Alfil), iv) Queen (reina), dependiendo del criterio escogido el resultado puede variar, en ese sentido se formula la ecuación (11) según (Siabato & Guzmán - Manrique, 2018).

$$I = \frac{N \sum_i \sum_j w_{ij} (x_i - \bar{x})(x_j - \bar{x})}{W \sum_i (x_i - \bar{x})^2} \quad (13)$$

Donde:

- N:** es el número de unidades de análisis
- W = $\sum_i \sum_j w_{ij}$:** corresponde al número total de vecindades
- x_i :** valor de una variable en una ubicación particular
- x_j :** valor de la misma variable en diferente ubicación

Respecto a w_{ij} esta es un matriz cuadrada de n x n donde n corresponde al número de unidades de análisis, dicha matriz tiene 3 propiedades principales la primera que su diagonal está contenida por ceros, segundo que es una matriz simétrica y tercero que el número de vecinos es igual a la suma total de cada vector fila. En la figura 22b se muestra el ejemplo, se toma como unidad de análisis al número 7; en la matriz ese número interseca con 9, 8, 6 y 4 entonces ellos tendrán dentro de la matriz de doble entrada el valor de 1 porque son unidades vecinas y para el caso de las demás se coloca cero porque no tienen vecindad, además el tipo de criterio que se utiliza es el de tipo reina. Las filas de la matriz establecen los vectores de contigüidad determinan la vecindad de cada unidad de análisis y evidentemente, el conjunto de vectores conforma la matriz, esta aclaración es importante porque los índices globales consideran la matriz, mientras que los locales utilizan los vectores para definir el índice de cada unidad (Bravo López, 2021).

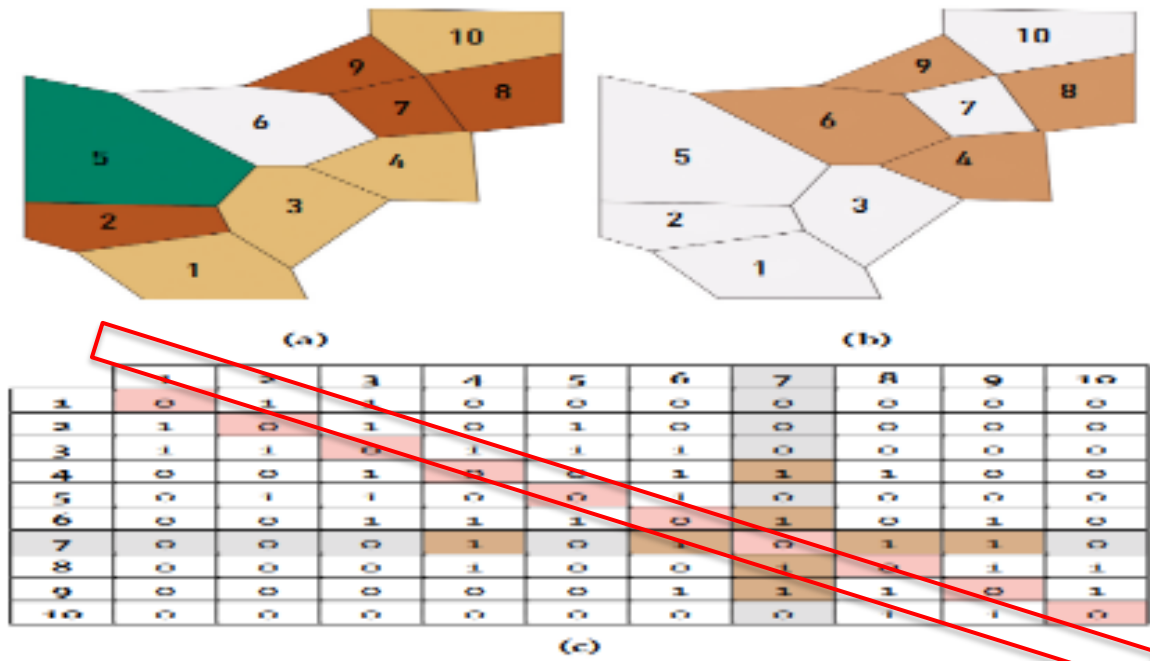


Figura 22: Matriz de contigüidad física explicando criterios de vecindad
FUENTE: (Siabato & Guzmán - Manrique, 2018).

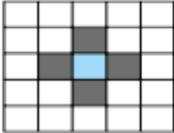
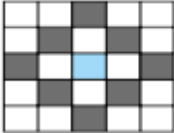
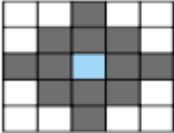
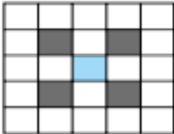
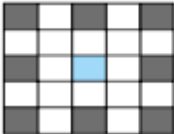
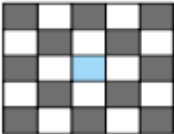
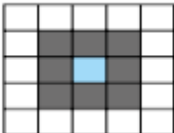


Criterio de vecindad	Primer orden	Segundo orden	Órdenes integrados
Torre o rook	 4 vecinos	 8 vecinos	 12 vecinos
Alfil o bishop	 4 vecinos	 8 vecinos	 12 vecinos
Reina o queen	 8 vecinos	 16 vecinos	 24 vecinos

Figura 23: Casos de vecindad de primer y segundo orden para la definición de la matriz de contigüidad
FUENTE: Adaptado de (Siabato & Guzmán - Manrique, 2018).

En el análisis estadístico e identificar los valores positivos y negativos de forma interpretativa se presenta la figura 24 dividida en cuadrantes.

El gráfico de Moran

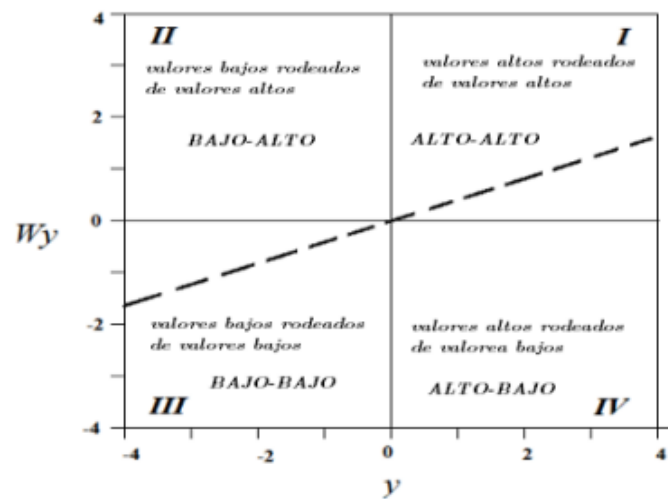


Figura 24: Cuadro de índice de moran dividida por cuadrantes en el eje Y (W_y) explicado por valores positivos y negativos de la vecindad de la zona (representado por y).

FUENTE: CEDRUS, 2021

2.7.2. Índices Locales

2.7.2.1. Análisis LISA

El análisis LISA (Local Indicator of Spatial Association) explicado por primera vez en el trabajo de (Anselin, 1995) en la que define dos condiciones, la primera donde si se aplica el método LISA para cada unidad de análisis se estaría comprobando si existe una agrupación espacial de valores similares con respecto a la unidad de análisis, como segundo punto es que la suma de los LISA aplicado a cada unidad de análisis sería proporcional al índice global de asociación espacial.

A. Índice Local de Moran

Se basa en el procedimiento del cálculo del índice global de Moran, aplicado a zonas individuales, que permite identificar si la unidad de análisis (zona) guarda similitud con su vecinos aplicando los criterios de vecindad, en ese sentido el índice en mención tendrá valores positivos cuando la zona y su vecindario tengan valores altos, de igual forma cuando ambos tengan valores bajos dando a entender que existe una autocorrelación y que están agrupados; sin embargo, cuando la unidad de análisis (zona) y su vecindarios tienen valores altos y bajos alternados el índice exhibirá un valor negativo indicando que los valores se encuentran dispersos y no hay agrupación, a modo de resumen nos permite analizar las

agrupaciones de la zona y sus similitudes con sus vecinos y su respectiva significancia, un aspecto no menos importante es definir bien los pesos de contigüidad especificando si será tipo reina, alfil o torre, así como el orden que se usará para su cálculo.

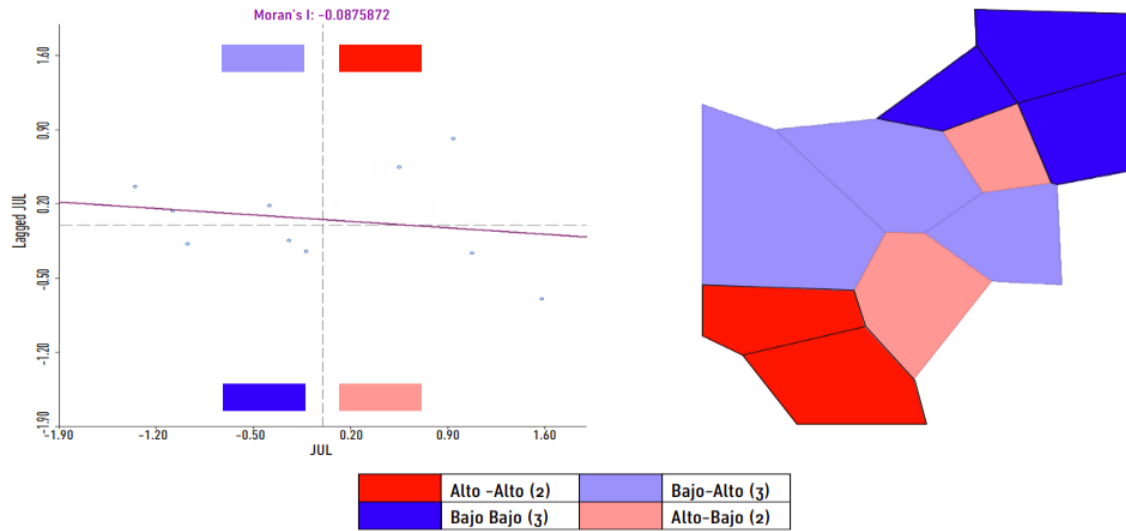


Figura 25: Representación de los cuadrantes de Moran en forma espacial.
FUENTE: Obtenido de (Siabato & Guzmán - Manrique, 2018).

III. MATERIALES Y METODOS

3.1. Área de Estudio

Se realizó el estudio de olas de calor en la región norte del país considerando a los departamentos de **Tumbes** (3.38° S - 4.32° S, 80.05° W – 80.13° W), **Piura** (4.08° S - 6.37° S, 79° W - 81.12° W) y **Lambayeque** (5.48° S - 7.24° S y 79.69° W – 80.62° W) como se observa en la figura 26.



Figura 26: Mapa de ubicación de la zona de investigación y las estaciones meteorológicas.

La región norte tiene un territorio comprendido desde la línea de litoral hasta los 500 msnm, siendo muy plano y poco accidentado donde existe un predominio de las llanuras desérticas. Asimismo, tiene franja de 50 km de ancho aproximadamente hacia la parte costa, una excepción es Piura que tiene un campo más extendido, en cuanto al relieve está influido por la cordillera de los Andes que la atraviesa de sur a norte y particularmente en el área de estudio presentara elevaciones relativamente bajas (Fundación Manuel J. Bustamante de la Fuente, 2010). La costa comprendida entre Piura y Tumbes, tiene un clima semitropical, es decir cálido, húmedo y con lluvias regulares durante los meses de verano, esta zona esta influenciada por la corriente del Niño de aguas cálidas, que hace que aire se torne inestable, es decir asciende llevándose abundante vapor de agua que al condensarse forma nubes de precipitaciones regulares; sin embargo, la zona comprendida entre Lambayeque y Tacna impera un clima subtropical árido, es decir, templado cálido, sin lluvias regulares con caracteres desérticos (Benavides, 1988).

3.2. Materiales

3.2.1. Información meteorológica

La información meteorológica que se trabajó se obtuvo de 45 estaciones convencionales y automáticas de instituciones públicas oficiales como la Dirección de Hidrografía y Navegación (DIHIDRONAV) y Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI) como se aprecia en la tabla, se aplicó un control de calidad, además de va a complementar con información tratada y corregida de reanálisis ERA5.

El ERA5 es un reanálisis completo desde 1979 hasta la actualidad, que asimila tantas observaciones como sea posible en el aire superior y cerca de la superficie, con una resolución espacial aproximada de 0.25° en un intervalo de tiempo de 1 hora, esta se puede obtener a través de la página “<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>” con intervalos de tiempo diarios, mensuales y estacionales, que están basados en datos de observación y de pronósticos analizados a las 06 UTC y 18 UTC (Tiempo Universal Coordinado).

Tabla 5: Listado de estaciones meteorológicas automáticas y convencionales usadas para la investigación.

Estaciones	Longitud	Latitud	Altitud (msnm)	Departamento	Provincia	Distrito
Tongorrape	79° 40' 55.3" W	06° 04' 0.9" S	180	Lambayeque	Lambayeque	Motupe
Cayalti	79° 32' W	6° 52' S	90	Lambayeque	Chiclayo	Cayalti
Cerro de Arena	80° 12' W	5° 55' S	59	Lambayeque	Lambayeque	Olmos
El Espinal	79° 12' W	6° 49' S	371	Lambayeque	Chiclayo	Oyotun
Incahuasi	79° 19' W	6° 14' S	3052	Lambayeque	Ferreñafe	Incahuasi
Jayanca	79° 46' W	6° 19' S	78	Lambayeque	Lambayeque	Jayanca
Lambayeque	79° 54' W	6° 44' S	18	Lambayeque	Lambayeque	San José
Oyotun	79° 19' W	6° 51' S	187	Lambayeque	Chiclayo	Oyotun
Pasaje Sur	79° 58' W	5° 55' S	85	Lambayeque	Lambayeque	Olmos
Puchaca	79° 28' W	6° 21' S	800	Lambayeque	Ferreñafe	Incahuasi
Reque	79° 50' W	6° 53' S	13	Lambayeque	Chiclayo	Eten
Sipán	79° 36' W	6° 48' S	87	Lambayeque	Chiclayo	Saña
Tinajones	79° 25' 40.51" W	06° 39' 17.6" S	181	Lambayeque	Chiclayo	Chongoyape
Ayabaca	79° 42' 38.76" W	04° 38' 15.92" S	2648	Piura	Ayabaca	Ayabaca
Bernal	80° 44' W	5° 27' S	11	Piura	Sechura	Bernal
Chulucanas	80° 10' W	5° 6' S	89	Piura	Morropón	Chulucan
Chusis	80° 48' W	5° 31' S	8	Piura	Sechura	Sechura
Huancabamba	79° 27' W	5° 14' S	1959	Piura	Huancabamba	Huancabamba
La Esperanza	81° 3' W	4° 55' S	7	Piura	Paita	Colan
Mallares	80° 44' W	4° 51' S	44	Piura	Sullana	Marcavelica
Partidor	80° 16' W	4° 43' S	218	Piura	Piura	Las lomas
Salala	79° 27' W	5° 6' S	2974	Piura	Huancabamba	El Carmen de la Frontera
San Miguel	80° 41' W	5° 14' S	24	Piura	Piura	Catacaos
Santo Domingo	79° 52' W	5° 2' S	1490	Piura	Morropón	Santo Domingo
Sausal de Culucan	79° 45' W	4° 45' S	997	Piura	Ayabaca	Ayabaca
Sondorillo	79° 25' W	5° 20' S	1917	Piura	Huancabamba	Sondorillo
Hacienda Bigote	79° 47' 8.47" W	05° 19' 15.2" S	198	Piura	Morropón	San Juan Bigote
Hualcuy	79° 36' 26.25" W	04° 44' 49.22" S	1988	Piura	Ayabaca	Ayabaca
Huamarca	79° 31' 31.6" W	05° 33' 57.1" S	2171	Piura	Huancabamba	Huamarca
Lancones	80° 32' 49.78" W	04° 38' 34.43" S	136	Piura	Sullana	Lancones
Malacasi	79° 51' 28.59" W	05° 20' 23.19" S	153	Piura	Morropón	Salitral
Morropón	79° 58' 15.87" W	05° 11' 40.72" S	128	Piura	Morropón	Morropón
Sapillica	79° 59' 59" W	04° 47' 47" S	1406	Piura	Ayabaca	Sapillica
Campamento Sede	80° 25' 46.64" W	03° 33' 4.14" S	17	Tumbes	Tumbes	Tumbes
Cañaverall	80° 39' 1.98" W	03° 56' 20.58" S	133	Tumbes	Contralmirante Villar	Casitas
El Salto	80° 16' W	3° 27' S	4	Tumbes	Zarumilla	Zarumilla
Papayal	80° 13' W	3° 34' S	50	Tumbes	Zarumilla	Papayal
Puerto Pizarro	80° 23' W	3° 30' S	6	Tumbes	Tumbes	Tumbes
El Tigre	80° 27' 24.8" W	03° 46' 7.32" S	37	Tumbes	Tumbes	San Jacinto
Huasimo	80° 30' 14.09" W	03° 59' 53.34" S	607	Tumbes	Tumbes	San Jacinto
Matapalo	80° 11' 54.64" W	03° 40' 57.94" S	62	Tumbes	Zarumilla	Matapalo
Rica Playa	80° 27' 27" W	03° 48' 48" S	113	Tumbes	Tumbes	Pampas de hospital
El Salto – DHN	80° 18' 30" W	03° 25' 00" S	2.8	Tumbes	--	--
Pimentel – DHN	79° 56' 00" W	06° 50' 00" S	1	Lambayeque	--	--
Paita - DHN	81° 06' 30" W	05° 05' 00" S	71.4	Piura	--	--

Nota: Servicio de Nacional de Meteorología e Hidrología “SENAMHI” y Dirección de Hidrografía y Navegación “DIHIDRONAV”.

3.2.2. Softwares

- Rstudio
- Excel 2019
- Visualizador GrADS 2.1.1
- SPSS 25
- ArcGis 10.8
- GeoDa 1.20

3.2.3. Información de índices climáticos asociados al ENSO

Para las pruebas estadísticas se recopiló de la información de los diferentes índices climáticos asociados al monitoreo del ENSO de repositorios oficiales de la NOAA.

A. Índices Oceánicos:

- ICEN (Índice Costero el Niño)
- ONI (Índice Oceánico el Niño)
- Índice E y C
- Niño 1+2
- Niño 3
- Niño 4
- Niño 3.4

B. Índices atmosféricos:

- SOI (Southern Oscillation Index)

C. Índices mixtos:

- MEI (Índice multivariado del ENSO)

3.3. Métodos

En este apartado se explicará detalladamente los procedimientos y metodologías empleados para la obtención de los resultados según los objetivos planteados inicialmente.

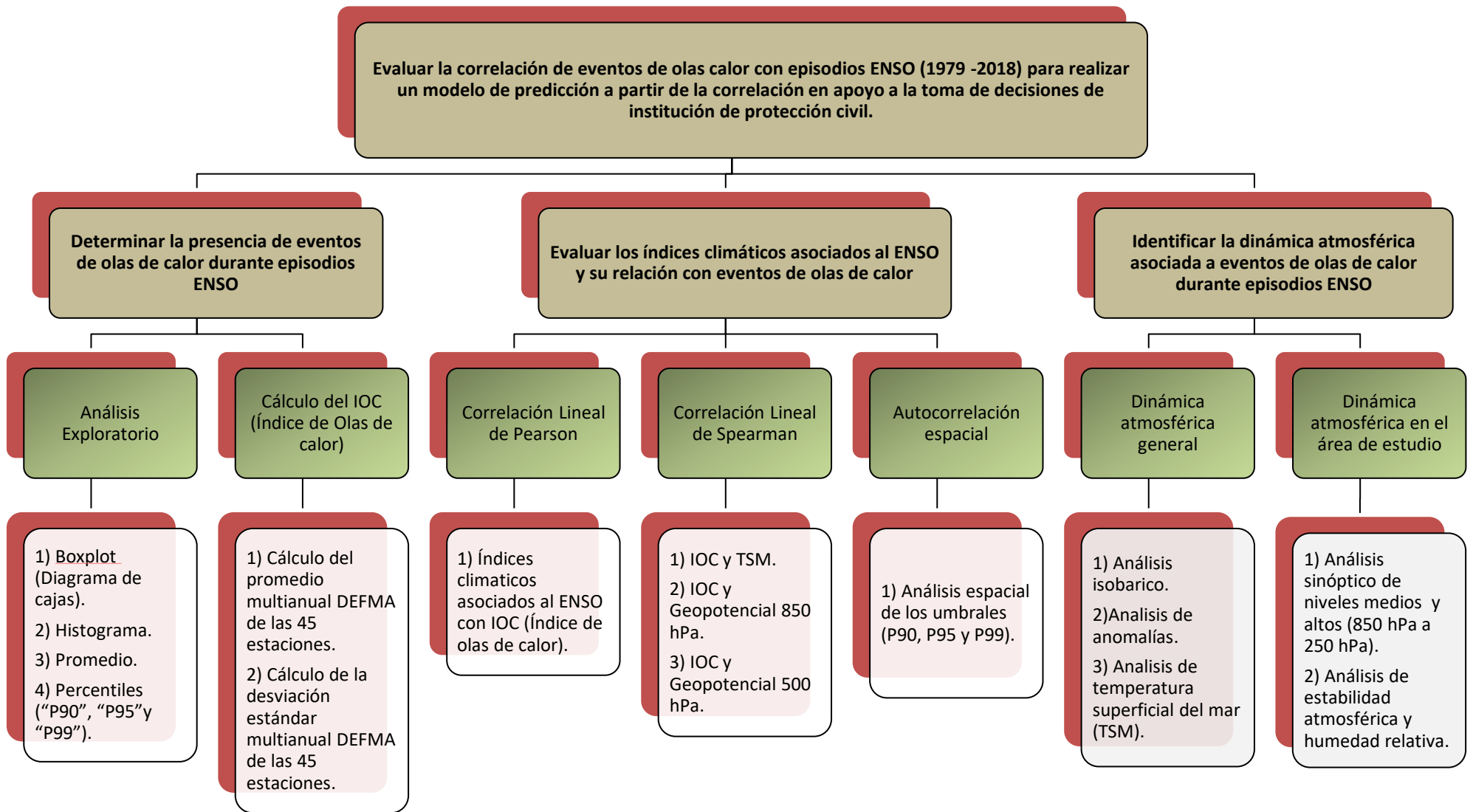


Figura 27: Mapa conceptual de la metodología usada para la investigación.

3.3.1. Determinación de la presencia de olas de calor durante episodios ENSO

3.3.1.1. Análisis exploratorio

La información de DIHIDRONAV y SENAMHI se empleó para obtener una serie de tiempo de temperatura y viento mínimo de 15 años según la NTH N° 42¹ y Directrices sobre normales climáticas² respectivamente, por consiguiente, se realizó un análisis exploratorio a la información basado en los siguientes métodos explicados en la tabla 6.

Tabla 6: Métodos usados para el análisis exploratorio

Método	Definición
1. <i>Boxplot (Diagrama de cajas)</i>	Los diagramas de caja o boxplot ayudan a ver el centro y la extensión de los datos asimismo nos muestra el percentil 25 y 75, finalmente los valores por encima o debajo de estos percentiles se puede considerar como atípicos.
2. <i>Histograma</i>	Muestra la forma de los valores, o la distribución, de una variable continua, resultan ser una buena manera de evaluar los datos.
3. <i>Promedio</i>	Valor que obtiene de sumar las observaciones y dividiendo este valor entre el número de observaciones que existe en el conjunto de datos. $\bar{X} = \frac{\sum X}{n}$ Ecuación para el cálculo del promedio
4. <i>Percentiles</i>	los percentiles son valores que dividen en cien partes porcentualmente iguales a un grupo de datos entonces los valores calculados van desde P1 hasta P99 (Salazar & Del Castillo, 2018).

Con respecto a la estimación de umbrales de temperatura máxima. Para este trabajo se usó el percentil 90 (P90), percentil 95 (P95) y 99 (P99). Con la obtención de los umbrales como

¹ Norma Técnica Hidrográfica N° 42 Manual de procedimientos para la medición y procesamiento del viento en superficie, código HIDRONAV – 5171, 2^{da} Edición 2020, publicada por la Dirección de Hidrografía y Navegación.

² Directrices de la Organización Meteorológica Mundial sobre el cálculo de las normales climáticas, código OMM-N° 1203, Edición 2017, publicada por la Organización Meteorológica Mundial.

P90, P95 y P99; los valores de temperatura máxima que estuvieron por encima de los percentiles mencionados anteriormente fueron evaluados para definir su continuidad e intensidad, agregando a lo anterior se planteó representar espacialmente los datos de percentiles de temperatura del aire usando el software ArcGIS.

3.3.1.2. Estimación del IOC (Índice de olas de calor)

La estimación del IOC (Índice de ola de calor) estuvo basado en el cálculo de la anomalía estandarizada para la temperatura del aire según (Wilks, 2006). Los registros de temperatura tomados en cada estación presentan rangos que varían durante el año en adición cada estación se encuentra distribuida de forma no homogénea en el área de estudio, es por esta razón que al aplicar este método se elimina las influencias de la ubicación y características específicas de la estación, además que las unidades físicas del grupo de datos iniciales se anulan resultando un valor adimensional, por otra parte, un grupo de datos al que se aplica una estandarización no mostrarán un ciclo anual. La fórmula de anomalía estandarizada citada por (Wilks, 2006) se presenta en la ecuación (14) como la diferencia entre un valor observado y su media, dividido entre la desviación estándar ecuación (15) como lo explica (Wilks, 2006) en la ecuación (16) que es una adaptación de la ecuación (14) se describe la fórmula para la estimación del IOC para el grupo de meses de diciembre, enero, febrero, marzo y abril para el periodo 1979 – 2018.

$$Z = \frac{x - \bar{x}}{S_x} = \frac{x'}{S_x} \quad (14)$$

Donde:

x: Observación
 \bar{x} : Promedio muestral
 S_x : Desviación estándar muestral

$$S = \sqrt{\frac{\sum(X - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (15)$$

Donde:

S: Desviación estándar
X: Observación
 \bar{X} : Promedio muestral
n: Muestra

$$IOC = \frac{\text{Promedio anual}_{DEFMA} - \text{Promedio multianual}_{DEFMA}}{\text{Desviación estándar anual}_{DEFMA}} \dots\dots(16)$$

Donde:

DEFMA: Grupo de los meses diciembre, enero, febrero, marzo y abril.

En primer lugar, se tuvo en cuenta la variable temperatura del aire de cada estación meteorológica en los meses diciembre, enero, febrero, marzo y abril entre 1979 y 2018, por consiguiente, el cálculo del primer término fue el promedio del grupo de los 5 meses (diciembre, enero, febrero, marzo y abril) para cada año obteniendo 40 valores, en el cálculo del segundo término se promedió del primer término, es decir promediar los 40 valores resultando un único valor climatológico. Finalmente, en el cálculo del tercer término el cálculo de la desviación estándar igualmente se realizó para el grupo DEFMA obteniendo un único valor.

En segundo lugar, el cálculo del IOC estuvo dado como ejemplo por el promedio DEFMA obtenido del año 1979 restándole el segundo término que es un único valor y dividiendo esta diferencia entre su desviación estándar de DEFMA para ese mismo año, es así como estableció la siguiente tabla 7.

Tabla 7: Tabla de trabajo para la estimación del IOC

Años	Estaciones				IOC
	Estación (1)	Estación (45)	
1979	X1	.	.	.	Valor 1
...
...
...
2018	X40	.	.	X1800	Valor 40

3.3.2. Determinación de la correlación entre índices climáticos asociados al ENSO y eventos de olas de calor

Para la determinación de la correlación de los índices asociados al ENSO con los eventos de olas de Calor, se usó los siguientes índices oceánicos, atmosférico, mixto debido a su importancia en la evaluación del ENSO y el IOC (índice calculado en base a la estandarización de la temperatura del aire).

Índices Oceánicos

- Niño 1+2
- Niño 3.4
- Niño 3
- Niño 4
- ICEN (Índice Costero el Niño)
- ONI (Índice Oceánico el Niño)
- Índice E y C

Índices Atmosféricos

- SOI (Southern Oscillation Index)

Índices mixtos

- MEI (Índice multivariado del ENSO)

3.3.2.1. Correlación Lineal de Pearson

La correlación de Pearson es un único valor de medida de asociación entre dos variables continuas considerando que no es ni robusta ni resistente, la finalidad de su uso está en encontrar la relación lineal explicado como las variables cambian en un mismo tiempo como se menciona en (Wilks, 2006), significa que puede haber variables fuertemente relacionadas, pero no de forma lineal, cuyo caso no procede aplicarse la correlación. El coeficiente de correlación lineal está establecido por la ecuación (17) el cual varía $-1 \leq r_{xy} \leq 1$ obtenido de (Hernandez Lalinde, y otros, 2018).

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2][\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2]}} \quad (17)$$

Donde:

- X:** Valor de X
- \bar{X} :** Promedio muestral de X
- Y:** Valor de Y
- \bar{Y} :** Promedio muestral de Y

La correlación puede ser directa o inversa dependiendo del signo. En cuanto a los niveles de correlación se muestran en valor absoluto $0 \leq |r_{xy}|$.

- Entre 0 a 0.10 describe una correlación inexistente
- Entre 0.10 a 0.30 describe una baja correlación
- Entre 0.30 a 0.50 describe una moderada correlación
- Entre 0.50 a 1.0 describe una alta correlación

La idea del aplicar la correlación de Pearson fue comparar el IOC con los índices climáticos asociados al ENSO y analizar si guardan una relación para continuar con el análisis.

3.3.2.2. Correlación lineal de Spearman

Para establecer la relación que guardan las variables meteorológicas como temperatura, viento, TSM (Temperatura superficial del mar), altura geopotencial y humedad relativa respecto de nuestra anomalía estandarizada calculada IOC (Índice de olas de calor).

La correlación de Spearman que según (Restrepo & Gonzales, 2007) es un coeficiente de correlación lineal alternativo al de Pearson ecuación (17), que se da entre rangos, justificando su uso por no estar sujeta a una distribución probabilística; es robusto a la presencia de valores outliers y su relación causa – efecto se da por la comprensión de este entre la variable y no se muestra solo por el valor de correlación, entonces la fórmula para su cálculo es la ecuación (18) que varía entre $-1 \leq \gamma_s \leq 1$.

$$\gamma_s = 1 - 6 * \frac{\sum_{i=1}^n di^2}{n^3 - n} \quad (18)$$

Donde:

- γ_s :** Coeficiente rho de Spearman
- di :** Diferencia entre los rangos x - y
- n :** Número de parejas de datos

Se utilizo el software y los archivos NETCDF (Network Common Data Form) de las variables de la tabla 8 para analizar su correlación respecto del IOC (Índice de ola de calor).

Tabla 8: Variables utilizadas para la correlación de Spearman entre IOC, altura geopotencial y TSM.

Variables	Niveles
TSM	Superficie
Altura Geopotencial	850 hPa, 500 hPa

3.3.2.3. Análisis de autocorrelación espacial

A. Índice global de Moran

Este índice global se utilizó para identificar la similitud de los datos de umbrales obtenidos anteriormente, basado en una prueba de hipótesis, donde la hipótesis nula indica que no existe autocorrelación; mientras que la hipótesis alternativa indica que existe autocorrelación espacial, tal como se muestra en la figura 28.

En cuanto a su cálculo se procedió a utilizar el GEODA primero usando los datos de percentiles con sus respectivas coordenadas y los valores de percentiles 90, 95 y 99; de la siguiente forma descrito en la tabla 9.

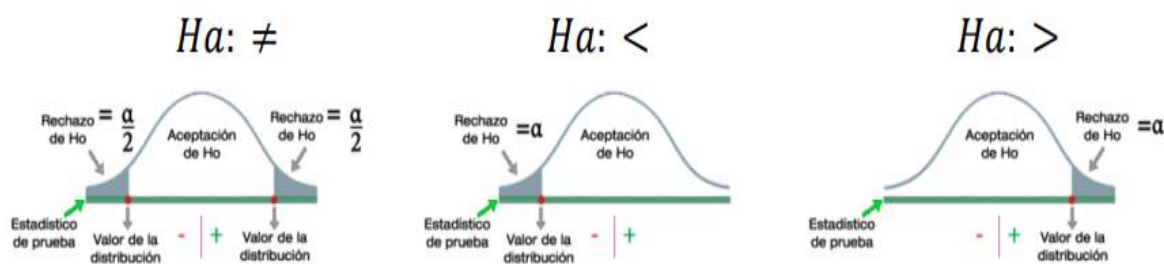


Figura 28: Prueba de hipótesis para determinar la zona de aceptación o rechazo Ho: no existe autocorrelación espacial; Ha: existe autocorrelación espacial.

FUENTE: Obtenido de CEDRUS, 2021

Ingresando la tabla 9 como archivo de entrada en el software GEODA se procedió a crear la matriz de pesos de contigüidad y establecer el criterio de vecindad para este apartado se escogió de orden 1 es decir que a partir de la unidad de análisis se analizara la similitud con los vecinos en primer orden (contiguos).

Tabla 9. Tabla utilizada para identificación de autocorrelación espacial

Estaciones	Latitud en UTM	Longitud en UTM	Percentil 90	Percentil 95	Percentil 99
Sondorillo	M1	N1	X1
...
Bernal	M45	N45	X135

Una vez definido la matriz de pesos se calculó el índice global de Moran univariante porque solo se usó la variable temperatura del aire, obteniendo el cuadro de Moran dividido por cuadrantes mostrado en la figura 37 donde se aplicó el criterio explicado en la figura 24 cuadro de Moran y otra ventana con las estaciones dibujadas con puntos explicado por colores con su respectiva leyenda donde se menciona si existe una autocorrelación positiva, negativo o nula.

B. Índice Local de Moran

En cuanto a su cálculo solo se utilizó el software GeoDa 1.20 teniendo como archivo de entrada la tabla 9 y calculando el índice local univariante de Moran para el percentil 90, 95 y 99, que muestra el análisis LISA (Local Indicators Spatial Association) con su respectiva leyenda dividido entre cuadrante I a IV con colores rojo y azul donde el rojo representa valores altos rodeados de valores altos (hotspots) y el azul valores bajos rodeado de valores bajos (coldspots), estos resultados se usaron para determinar la similitud de la unidad de análisis con sus vecinos en primer orden con criterio de vecindad tipo reina con respecto a la unidad de análisis que vendría a ser cada estación meteorológica. La finalidad fue apreciar donde serían las estaciones con mayor probabilidad de presentar eventos de olas calor basado en el cálculo y análisis de sus percentiles (umbrales de temperatura del aire).

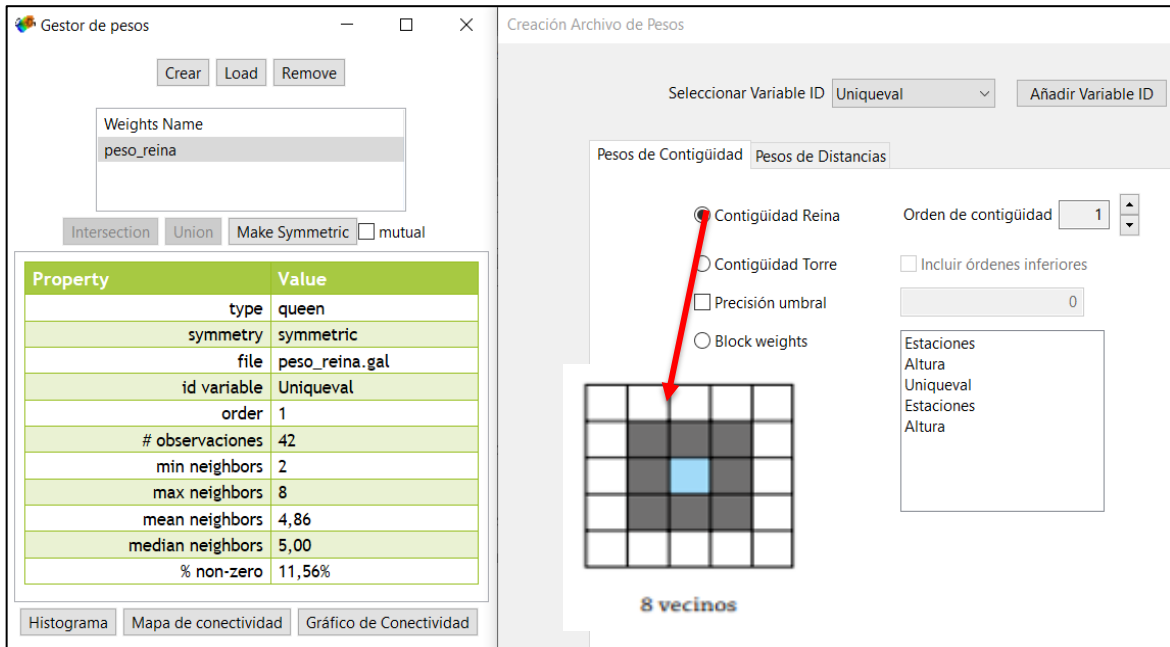


Figura 29: Creación de matriz de pesos de contigüidad aplicando el criterio de vecindad tipo reina (8 vecinos) de primer orden.

FUENTE: Obtenido de GeoDa.

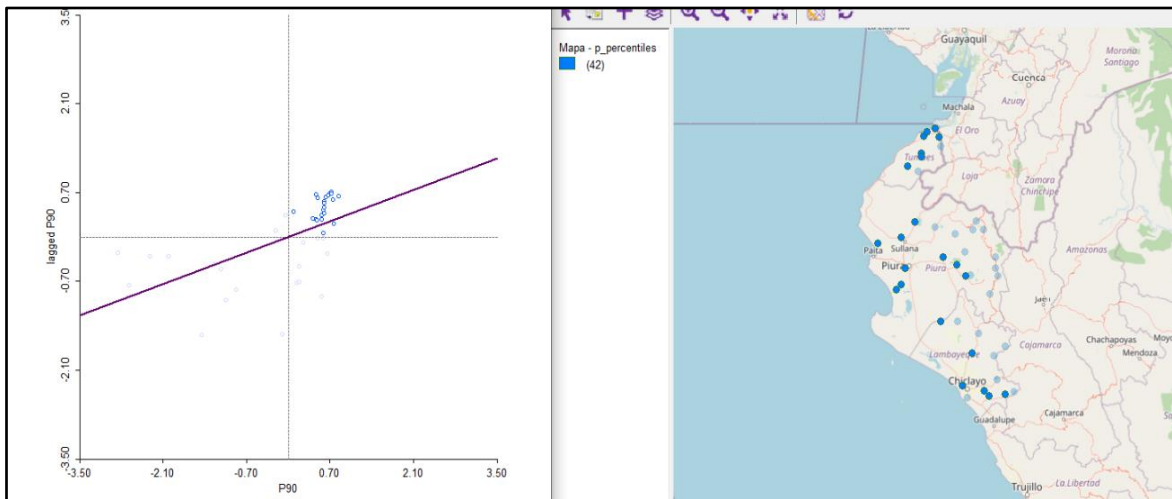


Figura 30: Del lado izquierdo tenemos el cuadro de Moran y del lado derecho tenemos el mapa con las estaciones y sus atributos (P90, P95 y P99).

FUENTE: Obtenido de GeoDa.

3.3.3. Identificación de la dinámica atmosférica asociados a eventos de olas de calor

Se utilizó los datos de reanálisis ERA5 en el análisis de la dinámica atmosférica durante un episodio ENSO, con la finalidad de mostrar características particulares que propician eventos de olas de calor en la región norte. En la superficie y niveles altos a partir de los datos de reanálisis ERA5 y uso de GrADS (Grid Analysis and Display System) para su visualización se realizó un análisis isobárico, empezando por identificar los sistemas de

presión dominantes sobre el océano Pacífico y continente como el APS, ZCIT - NET u otros sistemas de presión, así como compuestos de anomalía de temperatura del aire, viento en superficie, humedad relativa y cortes verticales sobre el área de estudio. Por otro lado, para el análisis térmico del océano se recurrió al uso de imágenes que muestran la temperatura de agua de mar mensual que fueron obtenidas del repositorio oficial de la NOAA. En 850 hPa se analizó la advección térmica y campo de flujo del viento. En niveles medios de la atmósfera se analizó el campo de flujo de viento y geopotencial en 700 hPa y 500 hPa, identificando subsidencia o convergencia en el océano y alrededor de la zona de estudio, así como circulaciones ciclónicas o anticiclónicas que puedan afectar el nivel de superficie. En niveles altos desde 200 hPa se analizó, la ubicación y desplazamiento de Alta de Bolivia y la VNEB.

3.3.4. Planteamiento de un modelo conceptual de predicción, para evaluar la correlación entre olas de calor y ENSO

Con los resultados obtenidos después del análisis de la dinámica atmosférica general y sobre el área de estudio asociados a los eventos de olas calor y su comparativa con los resultados de las correlaciones con los índices climáticos asociados al ENSO se plantearía una perspectiva sinóptica de los mecanismos físicos que generan la formación de un evento de ola de calor durante un episodio ENSO, y tener presente para la elaboración de los pronósticos.

IV. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Basado en el planteamiento de los objetivos general y específicos a fin de mostrar el modelo conceptual para la formación de olas de calor y su relación con diferentes índices climáticos asociados al ENSO para el periodo de 1979 a 2018 se describe los resultados y discusiones.

4.1. Determinación de la presencia de olas de calor durante episodios ENSO

En este apartado se presenta el resultado del análisis exploratorio a fin de cumplir con el control de calidad de la información meteorológica obtenida de las 45 estaciones meteorológicas de SENAMHI y DIHIDRONAV, tal como los histogramas y diagramas de cajas y retirando valores aislados donde no tengan el 50 % de datos para los meses que se definieron como enero, febrero, marzo, abril y diciembre, lo mencionado se muestra en el anexo 1 y 2.

4.1.1. Cálculo de umbrales

Se optó por presentar los percentiles 90, 95 y 99 en la tabla 10, en el caso de P90 el valor mínimo es de la estación Incahuasi de 12.5 °C y el valor máximo es de Mallares 28.3 °C el primero se ubica a 3052 msnm en Lambayeque y el segundo se ubica en Piura - Sullana a 44 msnm respectivamente; para el P95 el valor mínimo estuvo en la estación Incahuasi con 12.9 °C y el valor máximo en la estación Mallares con 28.7 °C; para el P99 el valor mínimo fue de la estación Incahuasi con 13.7 °C y el valor máximo de la estación de Chulucanas en Piura con 29.5 °C, donde se encontró que los valores de temperatura donde se presentaron los eventos de olas de calor superaron el percentil 90 con 3 días de continuidad.

Tabla 10: Valores de percentiles tomados como umbrales, percentil 90 (P90), percentil (P95), percentil 99 (P99)

Estaciones	P90	P95	P99
Ayabaca	14.80	15.20	16.40
Bernal	27.70	28.10	29.00
Campamento sede	26.80	27.20	27.70
Cañaverl	27.20	27.60	28.30
Cayalti	26.70	27.40	28.60
Cerro de Arena	27.30	27.90	29.00
Chulucanas	28.00	28.60	29.50
Chusis	27.40	28.00	29.10
El Espinal	25.30	26.00	28.00
El Salto	27.80	28.20	29.00
El Tigre	27.30	27.70	28.80
Hacienda Bigote	27.10	27.70	28.60
Hualcuy	18.50	18.90	19.70
Huancabamba	20.20	20.70	21.60
Huarmaca	16.10	16.50	17.30
Huasimo	23.80	24.20	24.80
Incahuasi	12.50	12.90	13.70
Jayanca	27.10	27.60	28.50
La Esperanza	26.70	27.40	28.30
Lambayeque	25.10	26.20	28.10
Lancones	27.30	27.70	28.40
Malacasi	27.20	27.70	28.60
Mallares	28.30	28.70	29.40
Matapalo	26.80	27.00	27.60
Morropón	27.10	27.60	28.50
Oyotun	26.50	27.00	27.80
Papayal	27.90	28.30	29.00
Partidor	27.50	28.00	28.80
Pasaje Sur	27.20	27.70	28.50
Puchaca	25.50	26.00	26.70
Puerto Pizarro	27.60	28.00	28.80
Reque	24.50	25.60	27.80
Rica playa	27.30	27.70	28.50
Salala	13.30	13.70	14.50
San Miguel	27.80	28.40	29.20
Santo Domingo	19.90	20.20	20.80
Sapillica	19.40	19.60	20.10
Sausal de Culucan	24.30	24.60	25.20
Sipan	26.79	27.30	28.20
Sondorillo	21.00	21.40	22.00
Tinajones	25.80	26.40	27.40
Tongorrape	25.50	26.10	27.20

El mapa de la figura 31 muestra los percentiles de temperatura del aire, la figura 31a muestra el percentil 90, figura 31b percentil 95 y figura 31c percentil 99 mostrando los valores más altos en la parte de costa a consecuencia de los valores altos de TSM (Temperatura Superficial del Mar) cuya temperatura se encuentra influenciada directamente por la temperatura de la masa de agua subtropical cálida, por otra parte, presencia de valores más bajos en la parte oriental de los departamentos de Piura y Lambayeque. La representación espacial de los datos se obtuvo relacionando las temperaturas con la altura usando el programa ArcGIS. Asimismo, se puede apreciar que la variación entre los percentiles 90, 95 y 99 no es tan marcada, sin embargo, algo a destacar la probabilidad de poder encontrar valores altos de temperatura cerca de la costa.

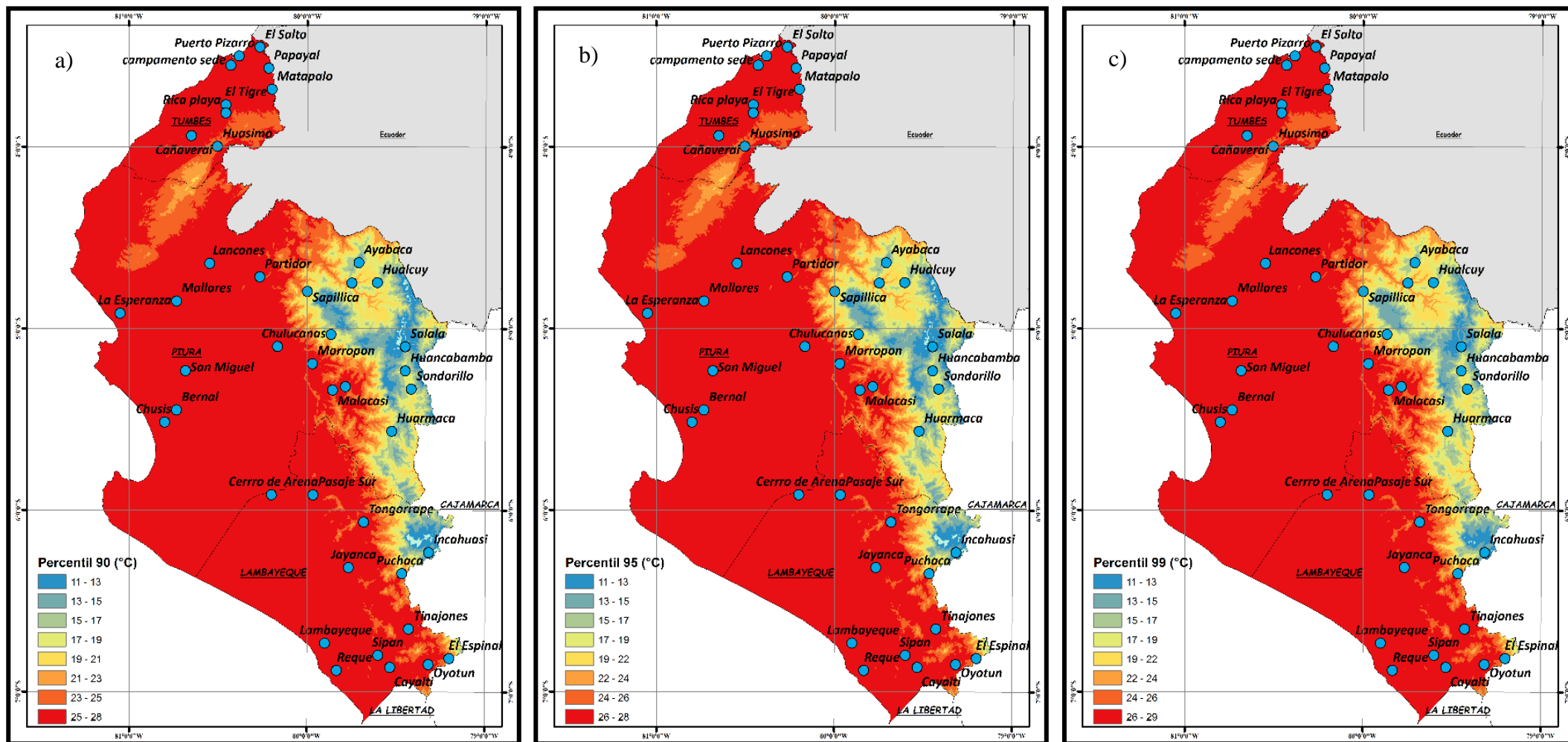


Figura 31: Representación espacial de los percentiles basados en la temperatura, a) Percentil 90, b) Percentil 95 y c) Percentil 99 en el periodo de 1979 – 2018.

4.1.2. Cálculo del IOC (Índice de Ola de Calor)

El resultado del cálculo del índice de olas de calor (IOC) promediado para el grupo de meses DEFMA se describe en la tabla 11 en el periodo de 1979 – 2018 donde hay una variabilidad entre valores positivos y negativos de anomalía en el rango de -1.15 a 1.13, el valor mínimo negativo se presentó para el año 2000 y el valor máximo positivo se presentó para el año 2016 coincidentemente con el evento El Niño extraordinario 2015 - 2016, en el caso de los eventos de 1982 -1983 se tuvo un valor de 0.86 y para el evento de 1997 - 1998 se encontró un valor de 0.76 en los 3 casos son valores positivos de anomalía relacionado con el incremento de la temperatura del aire así como de la TSM. Por otro lado, en la tabla 4 se muestra los eventos ENSO basados en el índice ONI, realizando la comparación se notó que el IOC muestra una anomalía positiva en relación con el incremento de temperatura del aire en eventos ENSO fuerte y muy fuerte (extraordinarios), es así como los eventos fuertes como 1987 – 1988 y 1991 – 1992 tiene valores de IOC de 0.11 y 0.63 respectivamente.

Tabla 11: Valores promedio de (IOC) para DEFMA de todas las estaciones meteorológicas desde 1979 – 2018.

Año	IOC	Año	IOC
1979	-0.44	1999	-1.07
1980	0.01	2000	-1.15
1981	-0.70	2001	-0.37
1982	-0.05	2002	0.14
1983	0.86	2003	0.19
1984	-1.02	2004	0.43
1985	-0.90	2005	-0.07
1986	-0.90	2006	-0.16
1987	0.11	2007	-0.14
1988	-0.12	2008	-0.89
1989	-0.56	2009	-0.48
1990	-0.16	2010	0.12
1991	0.47	2011	-0.40
1992	0.63	2012	-0.18
1993	-0.18	2013	0.11
1994	-0.58	2014	0.38
1995	-0.18	2015	1.07
1996	-0.83	2016	1.33
1997	0.59	2017	-0.24
1998	0.76	2018	-0.25

En el gráfico de barras de la figura 32 se pudo apreciar que 15 años muestran valores positivos con color rojo los cuales representan el 37.5 % de años más cálidos del total de periodo de estudio, que a su vez coinciden con los años donde se presentó ENSO (1982-1983, 1991-1992, 1997-1998, 2015-2016), en consecuencia explica que los valores positivos de anomalía estandarizada entre +0.5 y +1.5 corresponden a un incremento significativo de la temperatura para la estación de verano durante eventos ENSO.

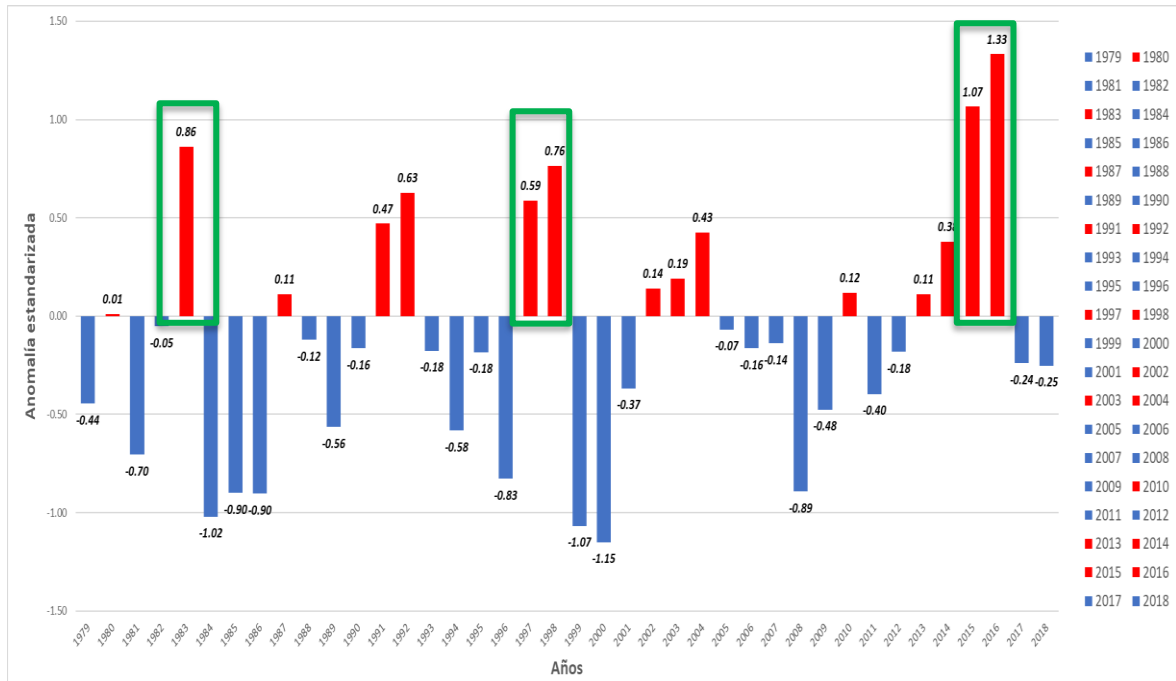


Figura 32: Anomalia estandarizada de la temperatura del aire denominado índice de olas de calor (IOC)

4.2. Determinación de la correlación entre índices climáticos asociados al ENSO y eventos de olas de calor

4.2.1. Correlación de Pearson entre IOC e índices climáticos

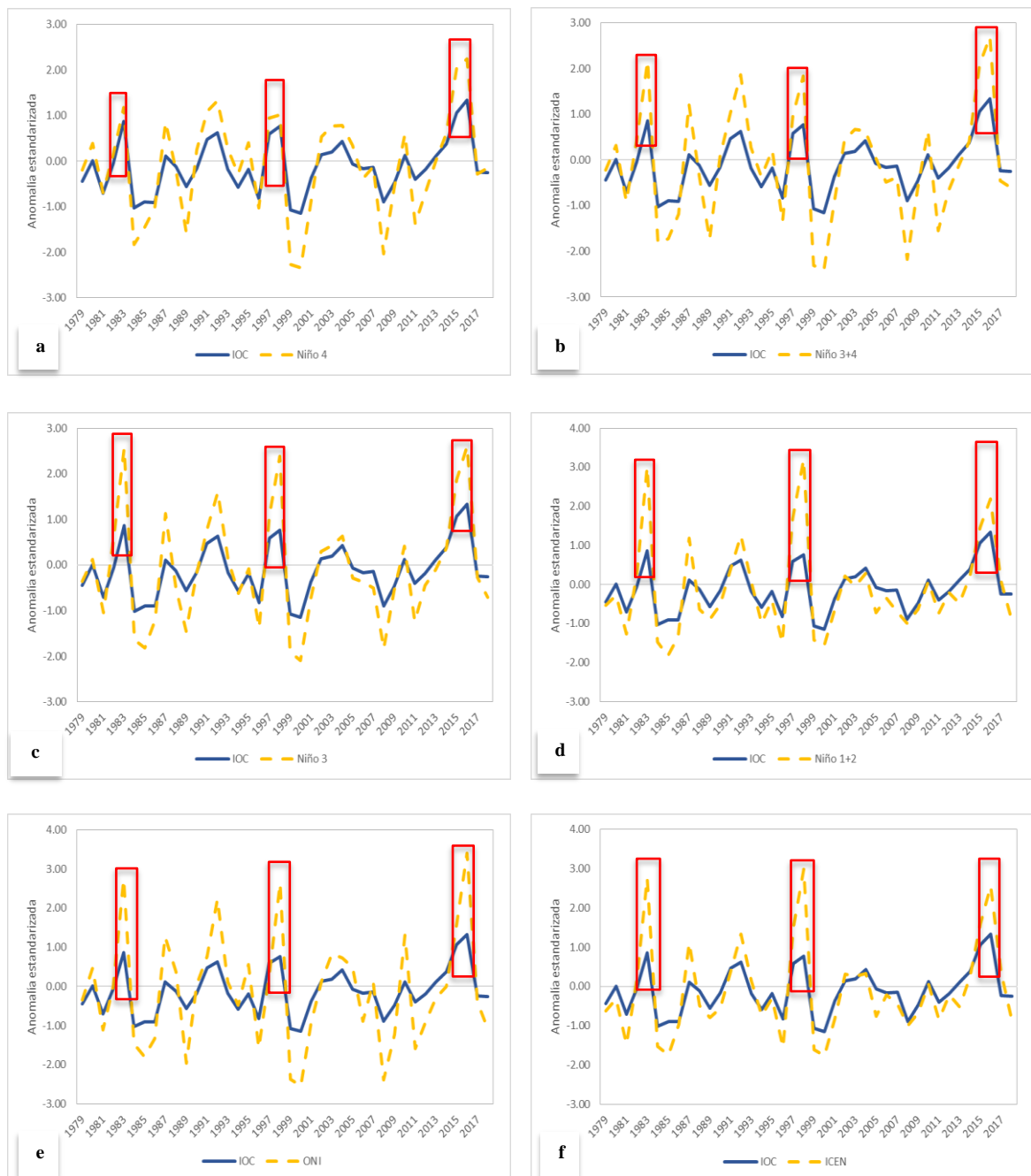
En la evaluación del IOC con los índices climáticos asociados al ENSO para el periodo de 1979 – 2018, los índices resultaron significativos mayor al 95 % es decir $p < 0.05$ y dos índices resultaron con más de 0.8 de coeficiente de correlación de Pearson, tal como se muestra en la tabla 12.

Tabla 12. Valores de correlación de Pearson del IOC con cada índice climático asociado al ENSO.

<i>ÍNDICE CLIMÁTICO</i>	<i>R (COEFICIENTE DE C. PEARSON)</i>	<i>P-VALOR</i>
E (Índice oceánico)	0.47	0.002
C (Índice oceánico)	0.689	0.000
NIÑO 4(Índice oceánico)	0.761	0.000
NIÑO 3.4 (Índice oceánico)	0.838	0.000
NIÑO 1+2 (Índice oceánico)	0.655	0.000
NIÑO 3 (Índice oceánico)	0.843	0.000
ICEN (Índice oceánico)	0.687	0.000
ONI (Índice oceánico)	0.766	0.000
SOI (Índice atmosférico)	-0.65	0.000
MEI (Índice mixto)	0.679	0.000

Se apreció que algunos índices climáticos seleccionados tuvieron un alto grado de asociación positiva como los índices oceánicos (C, Niño 4, Niño 3+4, Niño 1+2, Niño3, ICEN, ONI) y el índice mixto (MEI); mientras que, el índice atmosférico (SOI) presentó una alta correlación negativa donde el incremento del valor de los índices mencionados se relaciona con el incremento del valor de IOC (índice de olas de calor). En lo que respecta para casos puntuales como los eventos de El Niño extraordinario 1982-1983, 1997-1998 y 2015 -2016. Se tuvo la figura 33a donde se puede apreciar que las series de IOC y el Niño 4 muestran una alta correlación positiva de +0.761, en el análisis de los eventos El Niño extraordinario 2 de los 3 mencionados mostraron una alta relación positiva; sin embargo, en el evento 2015 – 2016 se mostró una baja relación de tendencia positiva entre IOC y Niño 4. En la figura 33b se apreció una alta correlación positiva +0.838 entre las series de tiempo de IOC y Niño 3.4, empero, en los eventos niño extraordinario marcados en cuadros de líneas rojas se tiene una relación baja con una tendencia positiva; por otro lado, en la figura 33c se mostró una alta correlación positiva de +0.843 entre las series de tiempo de IOC y Niño 3, presentando una variación en eventos del niño extraordinario mostrando una baja relación con tendencia positiva. En la figura 33d se aprecia una alta correlación positiva +0.655 entre las series de tiempo de IOC y Niño 1+2, donde los eventos 1982 -1983 y 1997 – 1998 mostraron una baja relación con tendencia positiva; mientras que, el evento de 2015 – 2016 muestra una alta relación con tendencia positiva. La figura 33e las series de tiempo de IOC y ONI muestran una alta correlación positiva +0.766, con una variación en los eventos Niño extraordinario con una baja relación con tendencia positiva. En la figura 33f muestra la alta correlación positiva +0.687 para las series de tiempo de IOC e ICEN, en el caso de eventos extraordinarios se exhibe una baja relación con tendencia positiva. En la figura 33g correlación se visualiza una alta correlación positiva +0.679 entre las series de tiempo de

IOC y MEI; mientras que, los eventos niños extraordinario una baja relación con tendencia positiva. En la figura 33h se muestra una alta correlación negativa -0.65 y en el caso del niño extraordinario no se identifica relación. En la figura 33i las series de tiempo de IOC y E mostraron una moderada correlación positiva y en el caso de los Niños extraordinarios muy baja relación con tendencia positiva. Por último, en la figura 33j se tiene una alta correlación positiva $+0.689$; sin embargo, en el caso de los Niños extraordinarios se tuvo una alta relación con tendencia positiva.



Continuación...

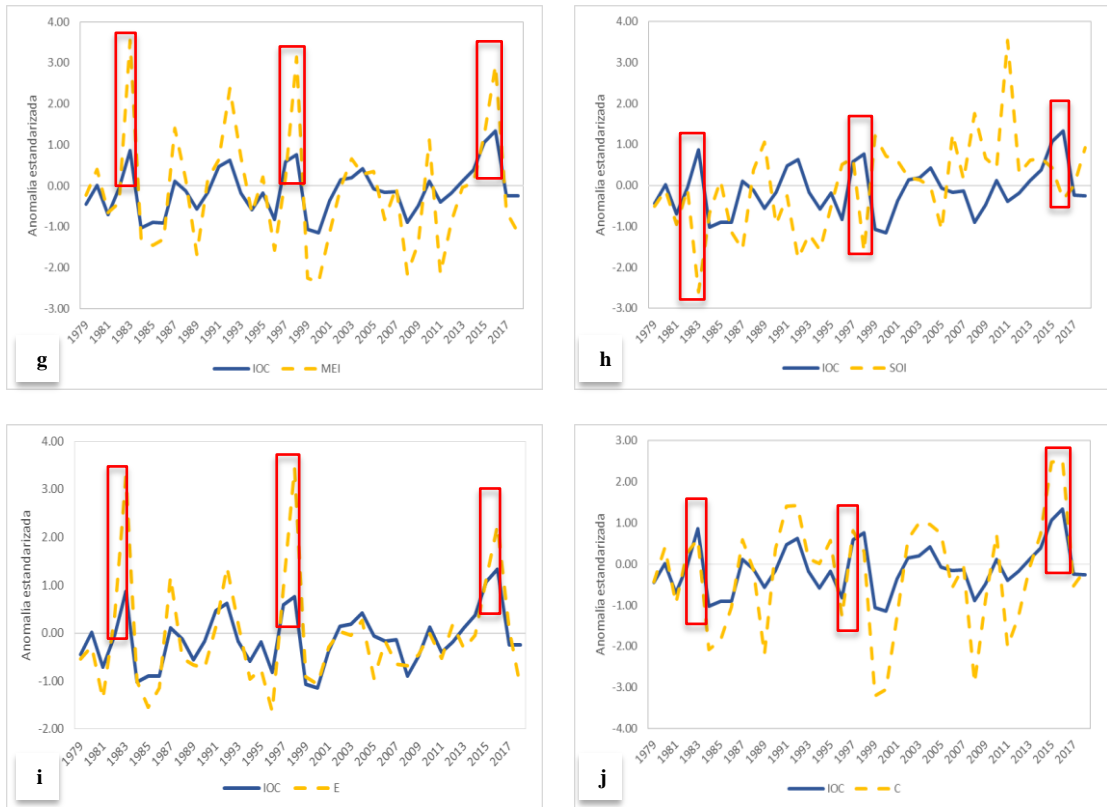


Figura 33: Correlación de Pearson del IOD con los índices climáticos (oceánicos, atmosférico y mixto).

4.2.2. Correlación lineal de Spearman

En la figura 34 se muestra la correlación lineal de Spearman entre IOD y la TSM que se realizó para los meses de enero, febrero, marzo, abril y diciembre en el período de 1979 al 2018, se tuvo que para el mes de enero presentó una baja correlación positiva entre +0.2 y +0.3 para la región Niño 1+2; mientras que, la región Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4 presentó una alta correlación positiva entre +0.5 a +0.9. En cuanto al mes de febrero se presentó una baja correlación positiva entre +0.1 a +0.3 para la región Niño 1+2; mientras que, una alta correlación positiva +0.5 a +0.9 para la región Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4. En el mes de marzo se presentó una baja correlación positiva +0.1 a +0.3 en la región Niño 1+ 2, una moderada correlación positiva +0.3 a +0.5 con la región Niño 3+4; mientras que, la región Niño 4 se tuvo una alta correlación positiva entre +0.7 a +0.9. En el mes de abril se tuvo una baja correlación positiva entre +0.2 y +0.3 para la región Niño 1+2; sin embargo, en la región Niño 3 y Niño 3.4 se presentó una moderada correlación positiva entre +0.3 a +0.5; en contraste, la región Niño 4 mostró una correlación directa fuerte +0.7 a +0.9. En el mes de diciembre se apreció una alternancia donde la región Niño 1+2, Niño 3 y Niño 3.4 presento

una moderada y alta correlación positiva de +0.4 a +0.8, y en la región Niño 4 una baja correlación positiva. El análisis de los resultados; explica que el mes de abril se presentó una alta correlación positiva de +0.7 a +0.9 para la región Niño 4 y Niño 3.4; mientras que, la región Niño 3 y Niño 1+2 una baja correlación positiva, en contraste diciembre presenta una alta correlación positiva para la región Niño 1+2 y Niño 3, a diferencia de la región Niño 3.4 y Niño 4. En 850 hPa según la figura 35 el mes de enero mostró baja correlación negativa entre -0.1 a -0.3 sobre la región Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4; mientras que, sobre la región Niño 4 de baja a moderada correlación positiva entre +0.1 a +0.5 y en la cuenca amazónica una moderada correlación positiva entre +0.2 a +0.5; en febrero una baja correlación negativa entre -0.1 a -0.3 sobre la región Niño 1+2, Niño 3 y Niño 3.4; mientras que, sobre la región Niño 4 una baja correlación positiva entre +0.1 a +0.3, y sobre la región de la cuenca amazónica una moderada correlación positiva entre +0.2 a +0.5, para marzo sobre la región Niño 1+2 y Niño 3 presentó una baja correlación positiva -0.1 a -0.3 y sobre la región Niño 3.4 una baja correlación positiva entre +0.1 a +0.3, sobre la región Niño 4 una moderada correlación positiva entre +0.2 a +0.5 y sobre la región de la cuenca amazónica presenta una moderada correlación positiva entre +0.3 a +0.5, sobre la región Niño 1+2 y Niño 3 una baja correlación negativa de -0.1 a -0.3, y sobre la región Niño 3.4 y Niño 4 se presentó una baja correlación positiva entre +0.1 a +0.3, además sobre la región de la cuenca amazónica una baja correlación positiva de +0.1 a +0.3; finalmente para diciembre se presentó una baja correlación negativa de -0.1 a -0.3 sobre la región Niño 1+2, Niño 3 y un sector de la región Niño 3.4; mientras que, una baja correlación positiva sobre la región Niño 4 y cuenca amazónica de +0.1 a +0.3. En 500 hPa según la figura 36 en enero se presentó una alta correlación positiva entre +0.7 a +1 sobre la región Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 y cuenca amazónica. En febrero sobre la región Niño 1+2 se presentó una alta correlación positiva de +0.7 a +0.9 para la región Niño 1+2 y la cuenca amazónica, sobre la región de Niño 3 se presentó una alta correlación positiva +0.5 a +0.7; sobre la región Niño 3.4 y Niño 4 una alta correlación positiva de +0.6 a +0.9. En marzo sobre la región Niño 1+2 se mostró una alta correlación positiva entre +0.7 a +0.9 y las regiones Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 y cuenca amazónica presentaron una alta correlación positiva entre +0.6 a +0.8. En abril sobre la región Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4 y cuenca amazónica una alta correlación positiva entre +0.6 a +0.9. Por último, en el mes de diciembre sobre la región de Niño 1+2, Niño 3 y un sector del Niño 3.4 moderada correlación positiva entre +0.3 a +0.5; mientras que, sobre la región Niño 4 y la cuenca amazónica una baja correlación positiva entre +0.1 a +0.3.

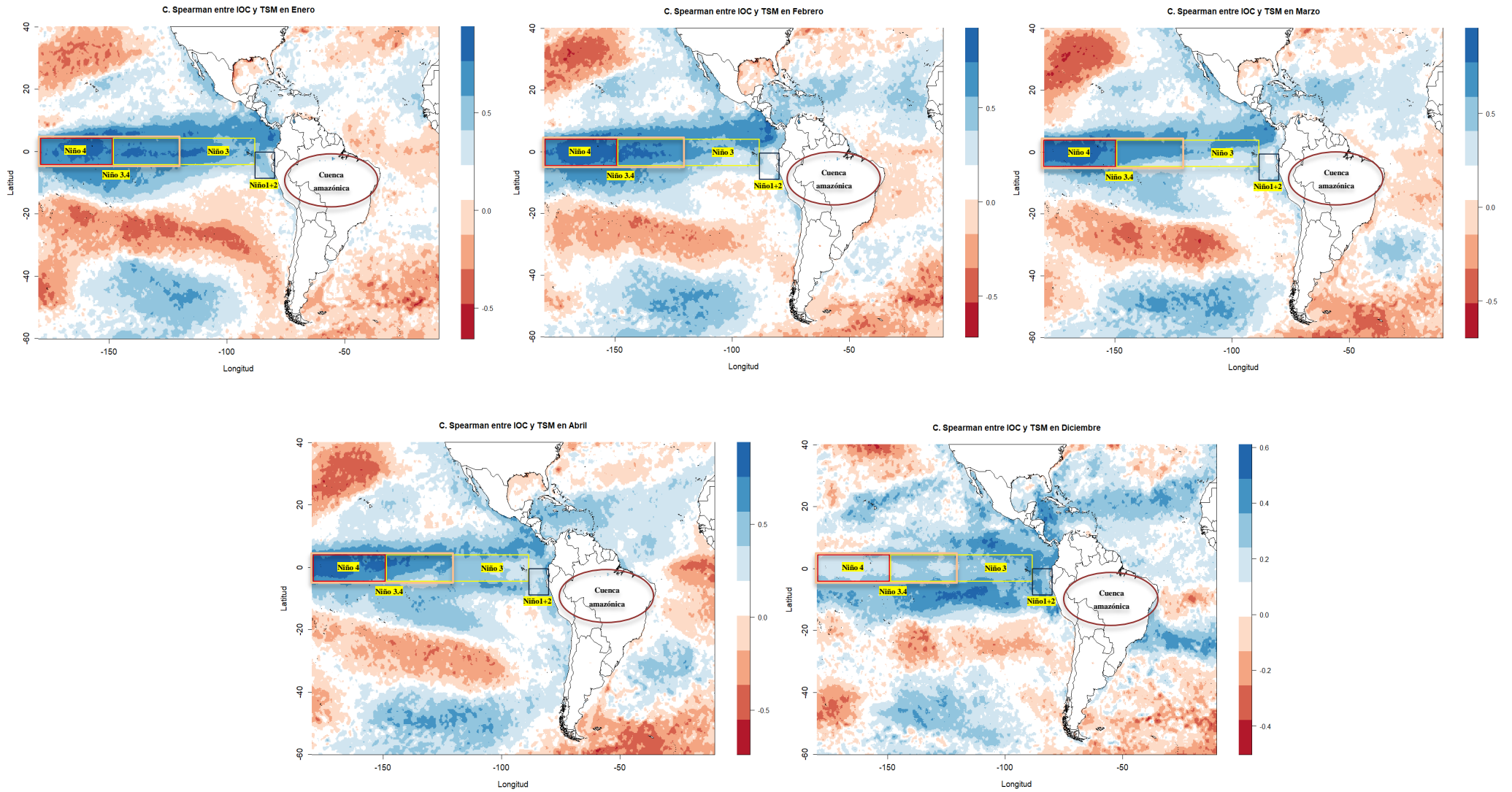


Figura 34: Correlación de Spearman entre el IOC y la Temperatura superficial del mar (sombreado) a nivel de superficie, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.

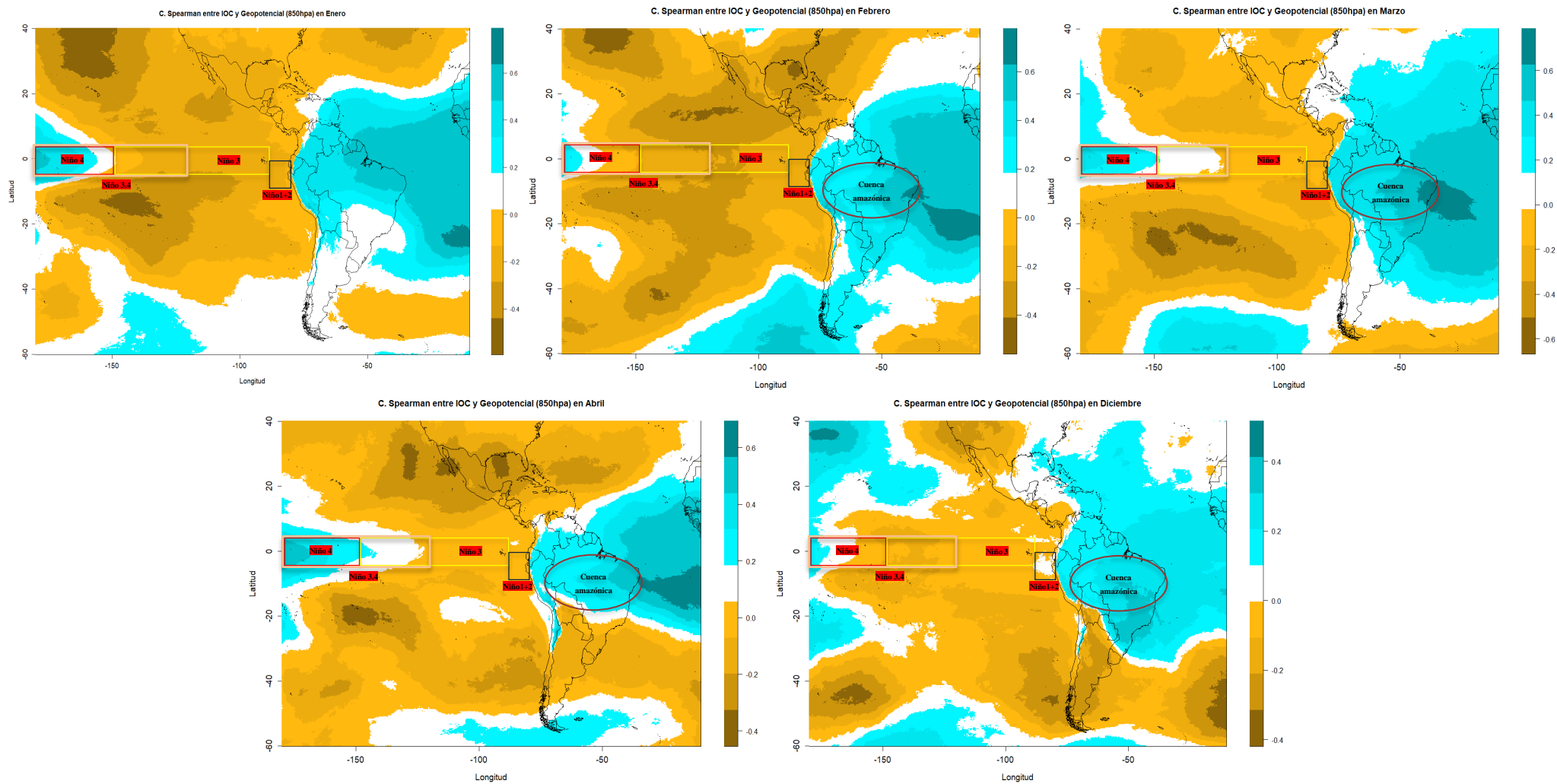


Figura 35: Correlación de Spearman entre el IOC y la altura geopotencial (sombreado) a 850 hPa, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.

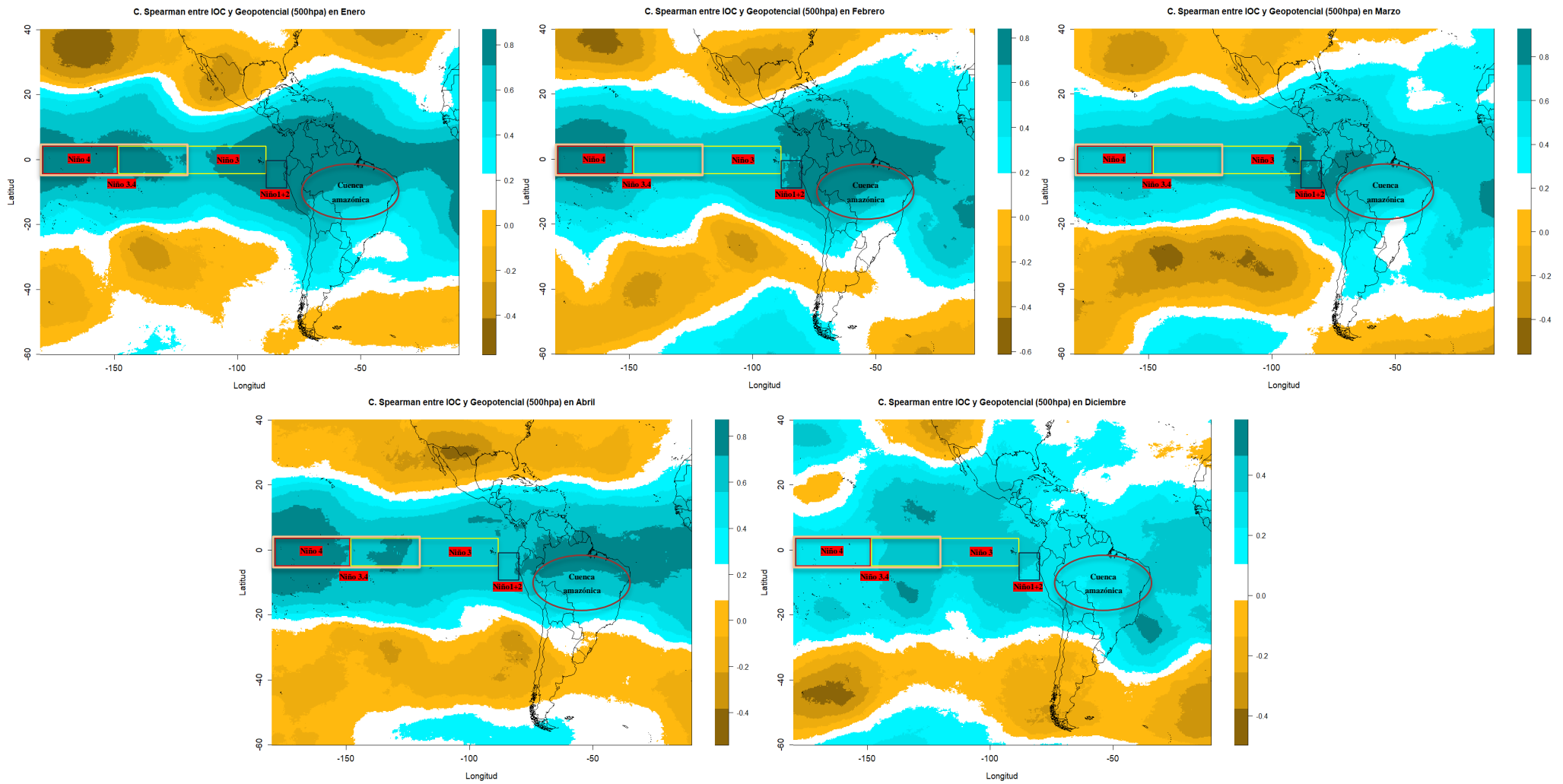


Figura 36: Correlación de Spearman entre el IOC y la altura geopotencial (sombreado) a 500 hPa, regiones de monitoreo de ENSO (rectángulos) con un nivel de significancia del 95 % para el periodo 1979 – 2018.

4.2.3. Análisis espacial

A. Índice Global de Moran

Los resultados de aplicar la metodología del Índice global de Moran al percentil 90 (P90), percentil 95 (P95) y percentil 99 (P99), se presenta la figura 37 que tiene tres casos primero en la figura 37a donde el valor del I. de Moran es de 0.354 con una significancia del 95 % explicando que existe una alta agrupación de los valores donde el primer cuadrante explica que un grupo de valores altos de P90 de las estaciones están rodeados de estaciones con valores de altos de P90 como se aprecia el grupo de Tumbes con 7 estaciones, Piura con un grupo de 9 estaciones y Lambayeque con un grupo de 6 estaciones en el sector de la costa, el segundo cuadrante se tiene que el grupo de estaciones con valores bajos de P90 está rodeado de estaciones con valores altos de P90 haciendo referencia a la estación Huasimo (Tumbes) y Reque (Lambayeque) aunque son estaciones cercana a costa sus valores bajos respecto de su vecindad puede ser debido a factores locales; en el tercer cuadrante se aprecia que el grupo de estaciones con valores bajos está rodeado de estaciones con valores bajos donde las estaciones resaltados se encuentran próximas a la sierra de Piura y Lambayeque puesto que la temperatura disminuye a mayor altura lo cual coincide con los valores encontrados, en el cuarto cuadrante se tiene que el grupo de 7 estaciones resaltadas tiene valores altos rodeadas de estaciones con valores bajos de P90 principalmente en Piura y Lambayeque.

En el caso del percentil 95 se obtuvo un valor de I. de Moran de 0.357 con una significancia de 95 %, se aplicó la división por cuadrantes teniendo en el primer cuadrante el grupo de estaciones con valores altos de P95 esta rodeados de estaciones con valores altos de P95 en el mapa se puede decir que las estaciones costeras son las que presentan mayores valores y una mejor agrupación, en el segundo cuadrante la estación Huasimo (24.2° C) está rodeada de otras estaciones con valores altos de P95, en el tercer cuadrante se mantiene la condiciones de que el grupo de estaciones está rodeado de estaciones con valores bajos de P95 también, el cuarto cuadrante se tuvo un grupo de 8 estaciones con valores altos rodeados de estaciones con valores bajos de P95.

Para el percentil 99 se obtuvo un valor de índice de Moran de 0.360 con una significancia del 95 % en el primer cuadrante se aprecia un grupo de estaciones con valores altos de P99 con 7 estaciones en el departamento de Piura, departamento de Piura con 9 estaciones el

departamento de Lambayeque con 8 estaciones agrupadas. En el segundo cuadrante tenemos que la estación de Huasimo tiene a su alrededor estaciones con valor más alto, en el tercer cuadrante el grupo de estaciones tiene valores bajos de P99 asimismo sus vecinos tienen valores bajos también, en el cuarto cuadrante se aprecia que hay 7 estaciones con valores altos de P99 y con sus vecinos que tienen valores bajos. En resumen, de los percentiles analizados se puede ver que los valores altos se encuentran próximo el lado occidental de la costa; mientras que los valores más bajos en el lado oriental de la costa norte.

B. Análisis LISA con el Índice Local de Moran

En la figura 39a se presenta el P90 donde las estaciones El Salto, Puerto Pizarro y Campamento Sede forman el primer clúster (agrupación) en el departamento de Tumbes, el segundo clúster formando por las estaciones La esperanza, Mallares, Bernal, San Miguel en Piura y Cerro de arena en Lambayeque, estas agrupaciones son de valores altos de P90 resaltados con color rojo (hotspots) rodeados de valores altos (puntos de color gris que están alrededor); mientras que, las estaciones Hualcuy, Sausal de culucan, Salala, Huacabamba con valores bajos de color azul (coldspots) rodeados de valores bajos este mapa muestra el resultado con el 95 % de significancia es decir que el 95 % de casos se presenta esta configuración espacial con un 5 % de error en los casos. En el caso de la figura 39b para el P95 se tuvo que El salto y campamento sede formaron el primer clúster en el departamento de Tumbes, el segundo clúster conformado de las estaciones La esperanza, Mallares, Chusis, San Miguel y Bernal, en Lambayeque la estación de Cerro de arena; mientras que, las estaciones Hualcuy, Sausal de culucan, Salala, Huacabamba con valores bajos de color azul (coldspots) rodeados de valores bajos mapa muestra una configuración espacial con un 95 % de acierto y con un 5 % de error, finalmente para la figura 39c en el caso del percentil 99 (P99) el único clúster conformado por las estaciones La esperanza, Mallares, Bernal, San Miguel en Piura y Cerro de arena en Lambayeque en color rojo (hotspots), mientras que, las estaciones Hualcuy, Sausal de culucan, Salala, Huacabamba con valores bajos de color azul (coldspots) rodeados de valores bajos.

En cuanto los resultados obtenidos estos en los 3 casos configuran que es más probable que se presenten las olas de calor cerca a costa en estaciones con valores altos rodeados de valores altos.

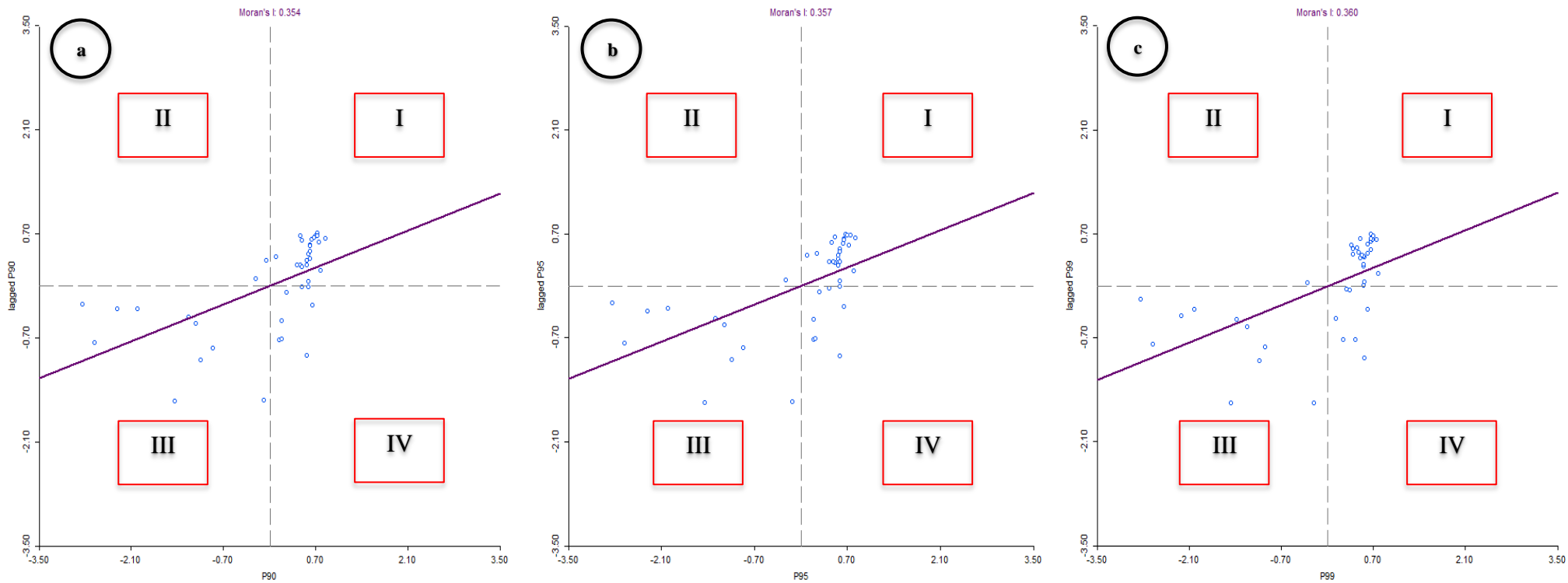


Figura 37: Cuadro de índice global de Moran con los resultados de aplicados a percentil 90 (P90), percentil 95 (P95), percentil 99 (P99), divididos por cuadrantes I, II, III, IV.



Figura 38: Mapa espacial donde puntos sólidos (color celeste) son las unidades de análisis y los puntos transparentes son los vecinos (color celeste claro) según el cuadrante de Moran, círculos rojo representan las agrupaciones, percentil a) 90, b) 95 y c) 99.

FUENTE: Obtenido de GEODA.

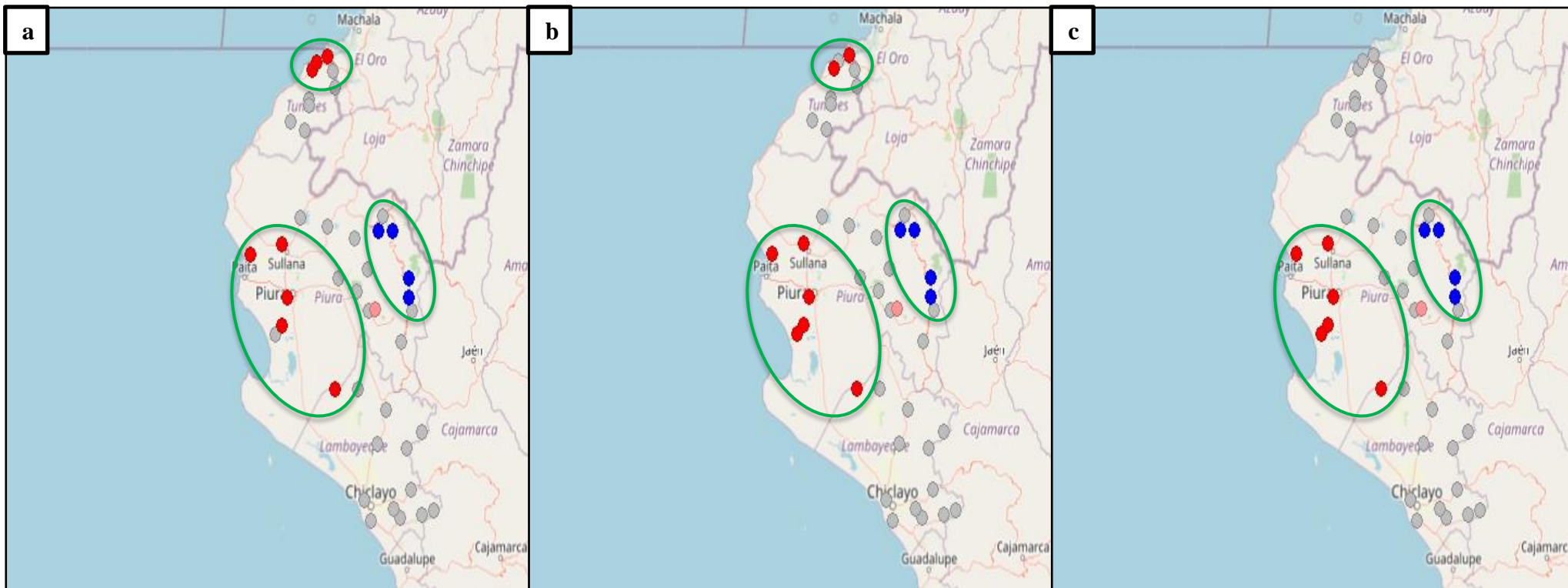


Figura 39: Mapa de espacial del análisis LISA (Local Indicators Spatial Association) en los percentiles a) 90, b) 95 y c) 99 de las estaciones meteorológicas, círculo (verde) representa las agrupaciones de valores altos rodeado de valores altos y de valores bajos rodeado de valores bajos.

FUENTE: Obtenido de GEODA.

4.3. Identificación de la dinámica atmosférica asociados a eventos de olas de calor

4.3.1. Dinámica General de la atmósfera

4.3.1.1. Análisis de Superficie

En el evento ENSO 1997 - 1998 en febrero, el día 20 el APS se desplazó hacia el continente ocasionando que se dividiera en dos núcleos anticiclónicos en el que uno de ellos se posicionó sobre continente presentándose una configuración cuasi meridional con su posición hacia el este de su normal donde la cuña anticiclónica se extendió hasta la región centro y norte (Piura y Lambayeque) cuya isobara fue de 1015 hPa. Esta cuña anticiclónica ocasionó la compresión de la humedad proveniente del océano cerca de superficie esto principalmente en horas de la mañana y hacia el mediodía dado que en la tarde la presión disminuyó por calentamiento, por otro lado, se presentó una baja presión entre 80° W - 35° S.

Día 21 el APS presentó la misma configuración del día 20 con un núcleo aislado sobre el continente con interacción de la baja que acercándose a costa propició la elongación de la cuña anticiclónica hasta la región norte y un ligero incremento del viento entre 9 nudos a 14 nudos sobre la costa centro de dirección sureste, lo que resultó en advección de humedad hacia la costa norte desde la zona central cubierta por la piscina de agua cálida hacia la mañana y el mediodía, en la tarde debido a disminución de la presión hasta 1010 hPa es probable que una parte de esta gran cantidad de humedad pudo ascender desde capas bajas con probable formación de nubosidad.

Para el día del 22 tal como se mencionó en el caso del día 20 y 21 una baja presión se mantuvo cerca de la costa norte de Chile y costa sur de Perú formada por la incursión del APS sobre continente lo que significó una situación anómala dado que el APS se posiciona climatológicamente sobre 90° W - 30° S aproximadamente, hacia el día 23 el APS mantuvo esa configuración de cuña anticiclónica hasta la zona norte nuevamente, sobre el océano en la mañana cuya presión disminuyó hacia la tarde provocando alguna nubosidad baja, además que estos núcleos anticiclónicos actúan como bloqueo de la baja presión con coordenadas entre 40° S a 50° S - 130° W a 140° W que se mantiene oscilando en esa posición durante los días posteriores.

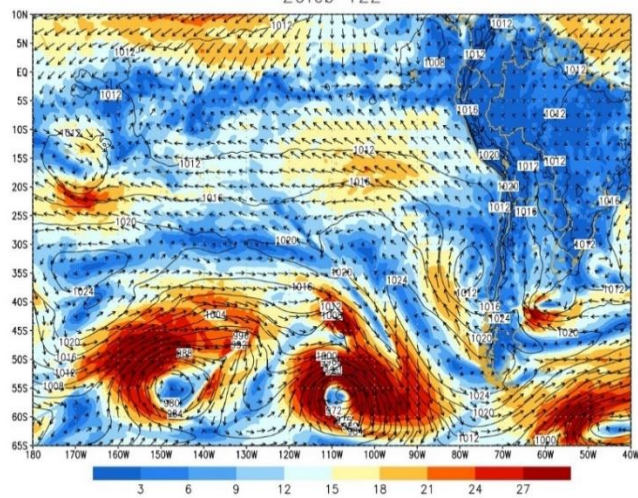
El día 24 se presentó la formación de una baja presión entre 40° S - 120° W forzando al desplazamiento hacia el oeste del APS con un núcleo de 1016 hPa en la parte sur, eliminando

la baja presión cerca de la costa como días anteriores, ubicada sobre el océano con un núcleo ampliado deformándose sobre el continente y a su vez generando una baja presión sobre continente acompañado de una cuña anticiclónica con dirección hacia el norte cubriendo toda la zona centro y norte con la isobara de 1014 hPa que no es climatológicamente normal en la zona norte dado que está dominado por bajas presiones debido al calentamiento propio de la zona ecuatorial, en este punto se puede presentar que el aumento de temperatura no estuvo condicionado por la radiación solar directa, sino, debido a la energía calorífica y vapor de agua proporcionada por el agua de mar que fue el factor más influyente; es así que se pudo dar la liberación de la energía de este vapor de agua en la tarde y que la nubosidad formada baja emitió una contrarradiación que no permitió la liberación de la energía calorífica atrapada en superficie, en consecuencia, esto pudo aumentar la temperatura del aire.

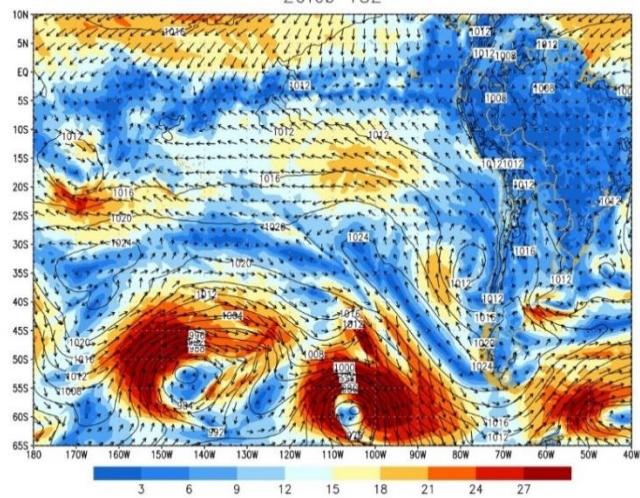
El día 25 se presencié la misma baja presión cuasi estacionaria asociado con el APS manteniendo la cuña sobre la costa norte, por otra es el alta del Atlántico sur ingresando hacia la parte sur de Argentina con coordenadas en 35° S a 45° S - 50° W a 40° W que no permitió el desplazamiento de los sistemas sinópticos hacia el oeste. En ese sentido lo más representativo visto durante los eventos de olas de calor es la baja presión que se logra formar cerca de las costas de Chile y que divide en dos núcleos al APS, así como el alta de bloqueo en el sur de Argentina.

Por otro lado, durante eventos de olas de calor ocurridos en este evento frente a la zona central y sur aproximadamente entre 120° W a 90° W - 10° S a 20° S se incrementó la velocidad de viento con intensidades entre los 15 nudos a 20 nudos disminuyendo hacia el Pacífico central con valores entre 5 nudos a 10 nudos.

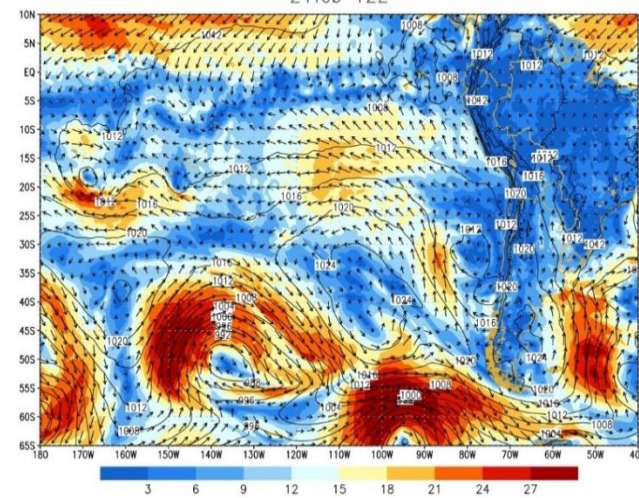
20feb 12Z



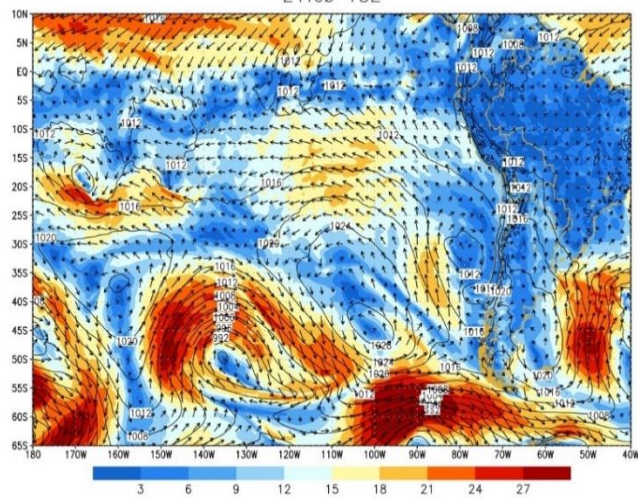
20feb 18Z



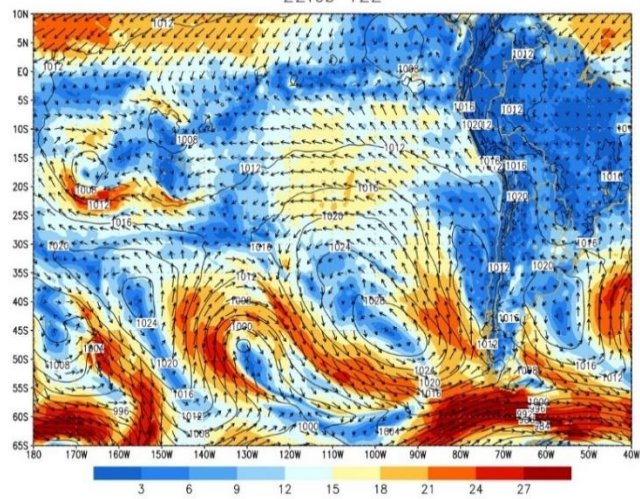
21feb 12Z



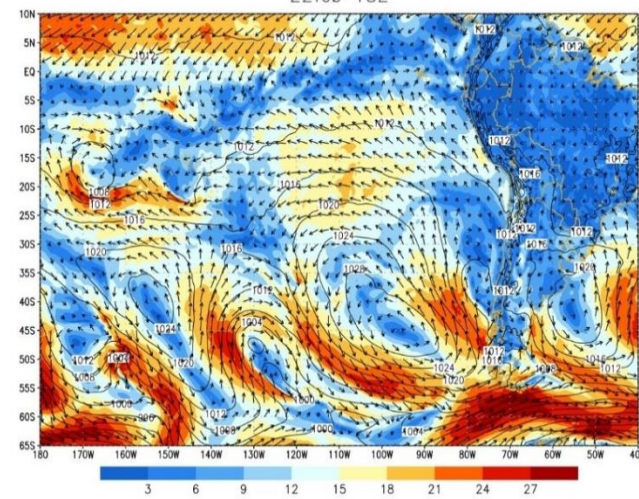
21feb 18Z



22feb 12Z



22feb 18Z



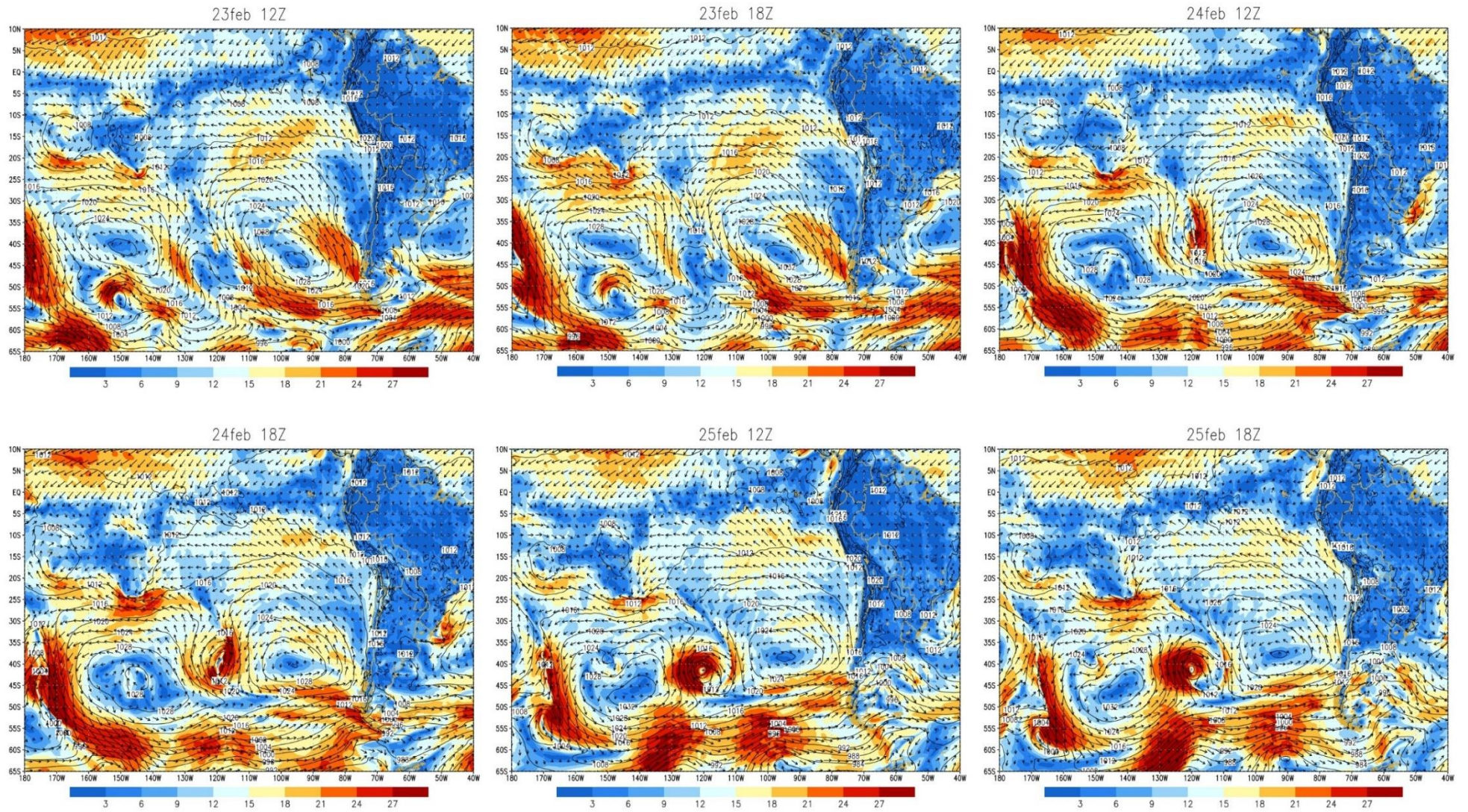


Figura 40: Mapa de presión reducida a nivel del mar (contorno con valores), intensidad de viento en nudos (sombreado) para los días 20 al 26 de febrero de 1998 a las 12 y 18 UTC durante ENSO 1997 – 1998.

En el análisis isobárico de la carta de superficie para el ENSO 2015 – 2016, hacia el día 18 de febrero se tuvo aumento en la acumulación de masa húmeda en el área de estudio muy próximos a superficie, debido a la presencia de una cuña anticiclónica que se extendió hasta Lambayeque cuyo núcleo ubicado entre 30° S a 35°S alcanzó los 1020 hPa, lo que tuvo como consecuencia la formación una capa de inversión térmica en la mañana, por otro lado, de manera consistente con vientos del sureste que en niveles bajos finaliza en advección de humedad desde el océano frente a la zona centro hacia la región norte, además sobre el océano se pudo visualizar dos bajas presiones la primera ubicadas en 130° W - 35° S y la segunda entre 90° W a 80° W - 40° S a 30° S, en complemento para este día se tuvo que la cuña anticiclónica se mantuvo durante todo el día desplazándose hacia el sur lo que contribuyo con la reducción de la nubosidad, esto fue debido al calentamiento diurno que condujo al debilitamiento de la presión en el sector norte.

El día 20 el mapa de presión muestra una configuración similar al día 18 con el APS cuyo núcleo se ubicó alrededor de los 10°S alcanzando los 1016 hPa y deformándose, ocasionando la formación de una cuña hasta la zona de Piura en la mañana y hacia el mediodía, asimismo, la baja presión ubicada entre 90° W a 80° W - 40° S a 30° S que se generó producto de la deformación del APS al desplazarse hacia el este presionó al alta localizada sobre continente alargándola y presentando una configuración meridional, en el caso de la baja presión avanzó y se unió a la otra baja localizada en 90° W - 30° S.

El día 22 la cuña anticiclónica con la isobara de 1014 hPa asociado a la inversión térmica posicionado sobre la región norte hasta la zona de Piura entre la mañana y hacia el mediodía y cuyo núcleo ubicado entre 15° S a 20° S alcanzó los 1020 hPa con vientos del sureste. Finalmente, el día 24 podemos apreciar que es el similar modelo que se mantuvo por esos días donde la baja presión que se localiza orientado cuasi meridional y desplazado hacia el sur ubicándose sobre los 100° W - 45° S empujando al APS sobre el continente donde se mantuvo la cuña anticiclónica en la mañana y hacia el mediodía. Según el mapa de presión mostrado en la figura 41 para este evento ENSO, el patrón es la configuración meridional de la cuña anticiclónica del APS en los días mostrados generó una inversión térmica por la mañana y hacia el mediodía similar al evento del 1997 – 1998 con el mantenimiento de vapor de agua proveniente del océano cerca de la superficie e irradiando esa energía acumulada, aumentando la temperatura del aire hacia la tarde.

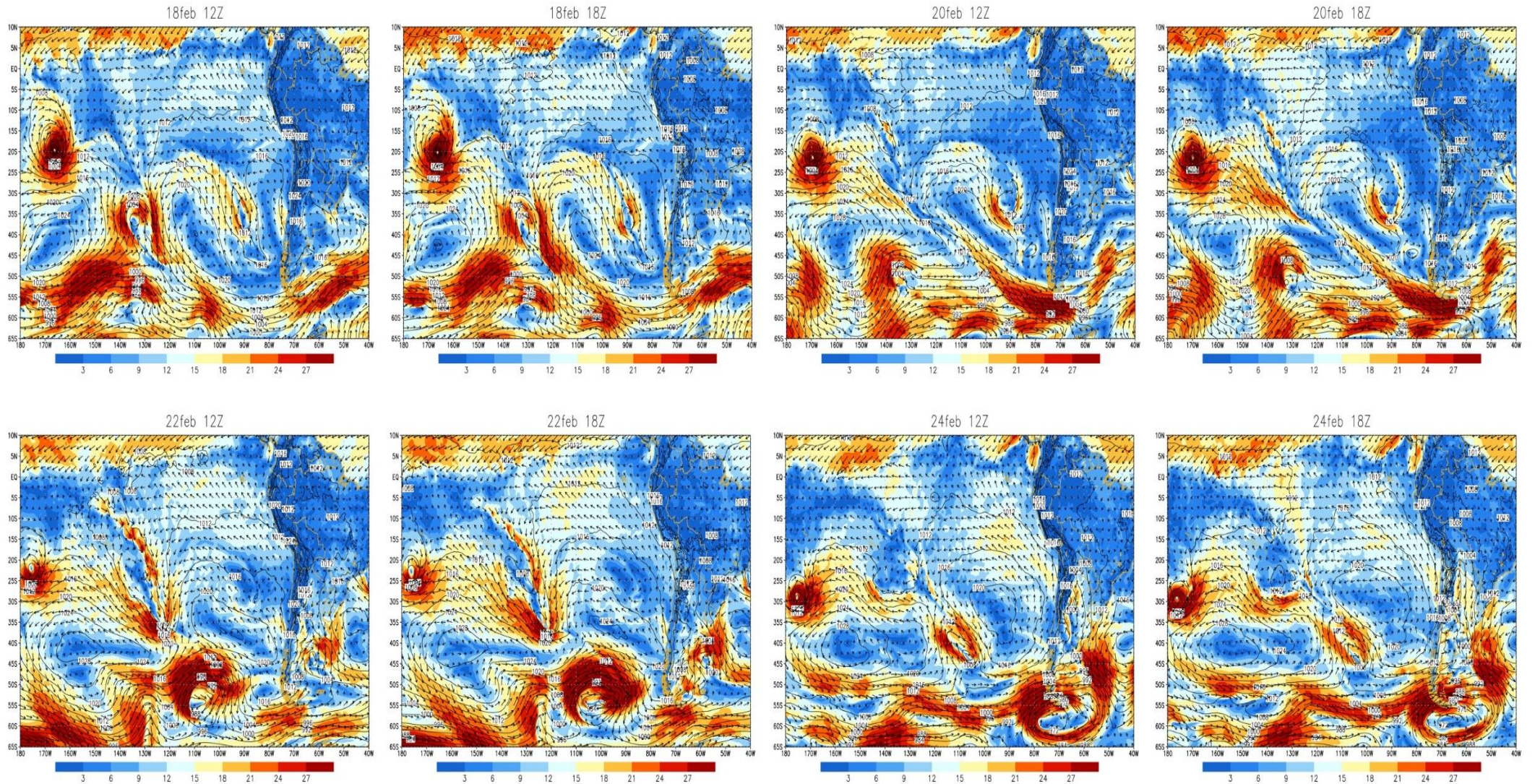


Figura 41: Mapa de presión reducida a nivel del mar (contorno con valores), intensidad de viento (sombreado) para los días 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 y 18 UTC durante ENSO 2015 – 2016.

4.3.1.1. Análisis de anomalías (1000 hPa- 850 hPa)

En cuanto a la estructura vertical de la atmósfera en eventos de olas de calor, lo característico es la presencia de una columna de aire cálido sobre la región donde se presentó este evento, en la figura 42 se muestra los cortes transversales de longitud con latitud variable para la zona de 80.5° W en el caso de enero de 1998, a niveles bajos se tuvo que las anomalías de temperaturas mayor a 3 °C cercanas a superficie se encontraron entre 10° S a 8° S y valores mayores de 1 °C entre 6° S a 0°, asimismo se tuvo que esta anomalía mayor de 3 °C se presentó en superficie hasta 850 hPa y el otro valor mayor de 1.5 °C se por encima de 850 hPa hasta 500 hPa extendió hasta la troposfera superior, en cuanto a la anomalía de humedad relativa en el mes de enero 1998 se encontró una incremento entre 10 % a 25 % sobre superficie entre 10° S a 2° N hasta 850 hPa y una disminución entre 850 hPa a 600 hPa de 10 % respecto de su valor normal; asimismo, la anomalía de humedad específica marcada en líneas discontinuas mostró valores positivos como 3 g/kg de aire en superficie disminuyendo a 0.5 g/kg de aire a los 300 hPa.

Para el mes de febrero de 1998 donde se presentó el evento de olas de calor en cuanto a la anomalía de temperatura se tuvo que desde 10° S a 6° S se presentó el mayor incremento de temperatura mayor a 2.5 °C en superficie que al igual que el mes de enero este incremento se extiende hasta los 600 hPa, en cuanto a la anomalía de humedad relativa entre 10° S a 6° S se presentó una incremento de la humedad entre 10 % a 20 % respecto de su normal; mientras que, entre 6° S a 0° se tuvo un incremento de la humedad hasta 10 %, por otro lado las capas de 900 hPa a 600 hPa mostró un secamiento del 10 % de su normal y la humedad específica mostró valores de 2.5 g/kg de aire en nivel de superficie disminuyendo a 1 g/kg de aire desde 800 hPa a 600 hPa. De enero a febrero se presentó un incremento de la humedad relativa en la columna de aire para los niveles superiores y niveles cercanos a superficie. Los resultados muestran que la anomalía cálida tuvo como factor principal la TSM proporcionando humedad producto de la evaporación, así como influencia en el aumento de la temperatura sumado a lo anterior se tuvo la inversión térmica, el cual no permitió liberar rápidamente la humedad hacia niveles superiores.

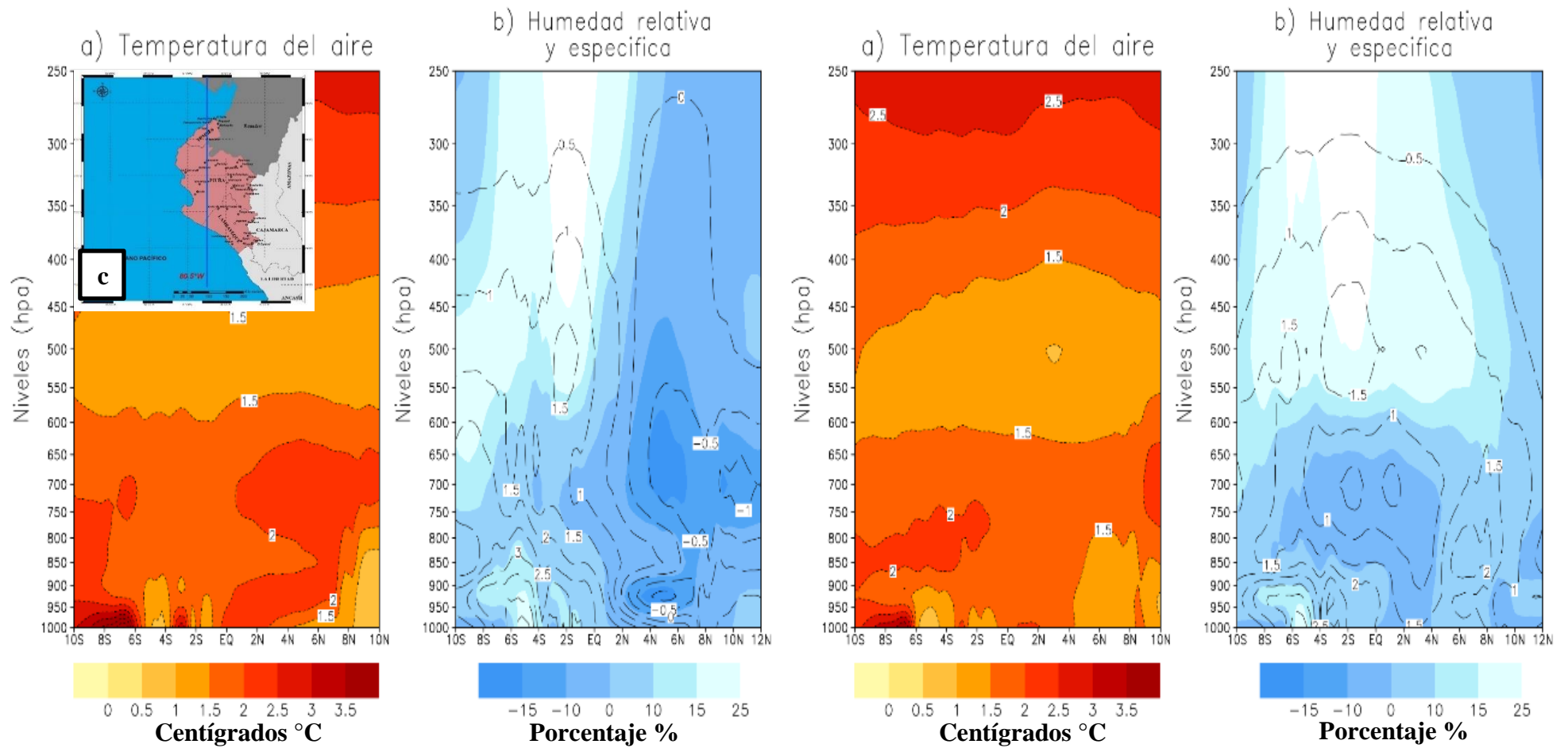


Figura 42: Cortes transversales y meridionales compuestas de anomalías de a) temperatura (°C) y b) humedad específica (contornos con intervalos de 0.5 g/kg de aire) y humedad relativa (sombreado) de la longitud 80.5° W (línea azul usada para el corte transversal), para enero (dos gráficos de la izquierda) y febrero (dos gráficos de la derecha) 1998 durante ENSO 1997 - 1998 en el área de estudio c) Ubicación.

En la figura 43 se mostró la temperatura de la masa de agua alrededor de la zona ecuatorial en primer lugar hacia enero se vio el desplazamiento hacia el sur de la piscina caliente con valores de 28.5 °C o mayor debido al debilitamiento del APS (Anticiclón del Pacífico sur) con debilitamiento de los vientos y la reducción del afloramiento en la zona costera. La TSM para el mes de febrero mostró un calentamiento en la zona de costera del área de estudio, como toda la región del Pacífico central mostrando valores mayores a 28 °C, a excepción de la región Niño 1+2 donde se presentó valores entre 26 °C a 28 °C, estas condiciones favorecieron la evaporación en consecuencia el aumento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, así como el incremento de la temperatura del aire. Ahora bien, al sur de 6° S se presentó un ingreso de la temperatura cálida del mar hasta la costa central, por consiguiente, se presentó un incremento de la temperatura del aire para toda zona cubierta por la piscina cálida y paralelamente en la cantidad de vapor de agua, como consecuencia un aumento de la humedad relativa a nivel de superficie. El contraste entre enero y febrero estuvo en un sostenido incremento de la TSM, cuyo incremento se vio reflejado en el índice global asociado al ENSO como el ONI que registro valores +2.24 °C de anomalía, adicionalmente otro factor importante fue el debilitamiento del gradiente de presión en el paso de enero a febrero que al debilitarse el viento disminuyó el afloramiento permitiendo el avance hacia el sur de esta masa de agua cálida. En cuanto a la figura 44 se tuvo la información de anomalías de cobertura nubosa total, el cual muestra que para el mes de enero de 1998 sobre el área de estudio se apreció un ligero incremento de la cobertura nubosa en un 10 %, de igual forma el mes de febrero de 1998 tenemos que el incremento de la cobertura nubosa se mantuvo alrededor del 10 % con una ligera disminución para la región de tumbes con 5 %, los valores mostrados tuvieron un nivel de significancia de 95 %.

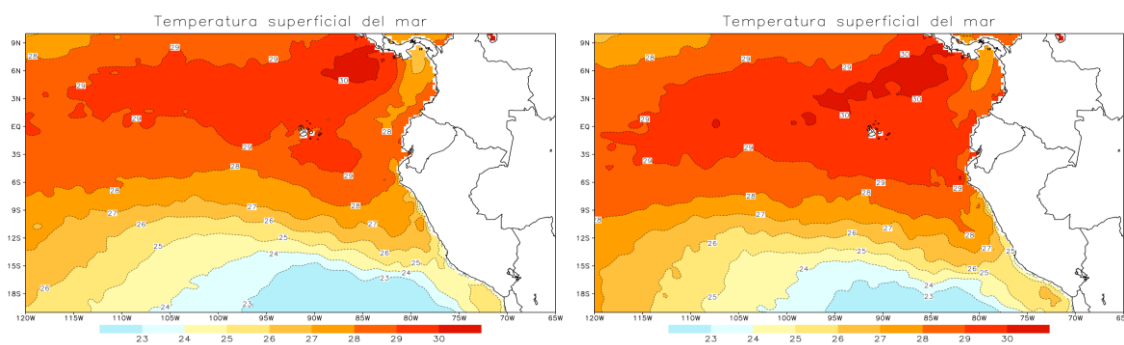


Figura 43: Temperatura superficial del mar (sombreado) en (°C), para el mes de enero y febrero de 1998.

Para el compuesto de anomalías de viento, en enero mostró predominancia de viento del norte y noreste con intensidades entre 6 nudos a 10 nudos sobre la región oceánica; mientras que, sobre continente entre 1 nudos a 4 nudos según la figura 44b. En febrero la dirección predominante es del norte y noreste cuya intensidad varia de 1 nudos a 3 nudos ligeramente menor de lo presentado en el mes de enero, principalmente para Tumbes y Piura, este contraste significa una acumulación de masa de vapor agua estancada en la zona costera, en adición el departamento de Lambayeque presentó una predominancia de flujo del noreste con anomalía positiva de 2 nudos a 3 nudos mayor de su normal.

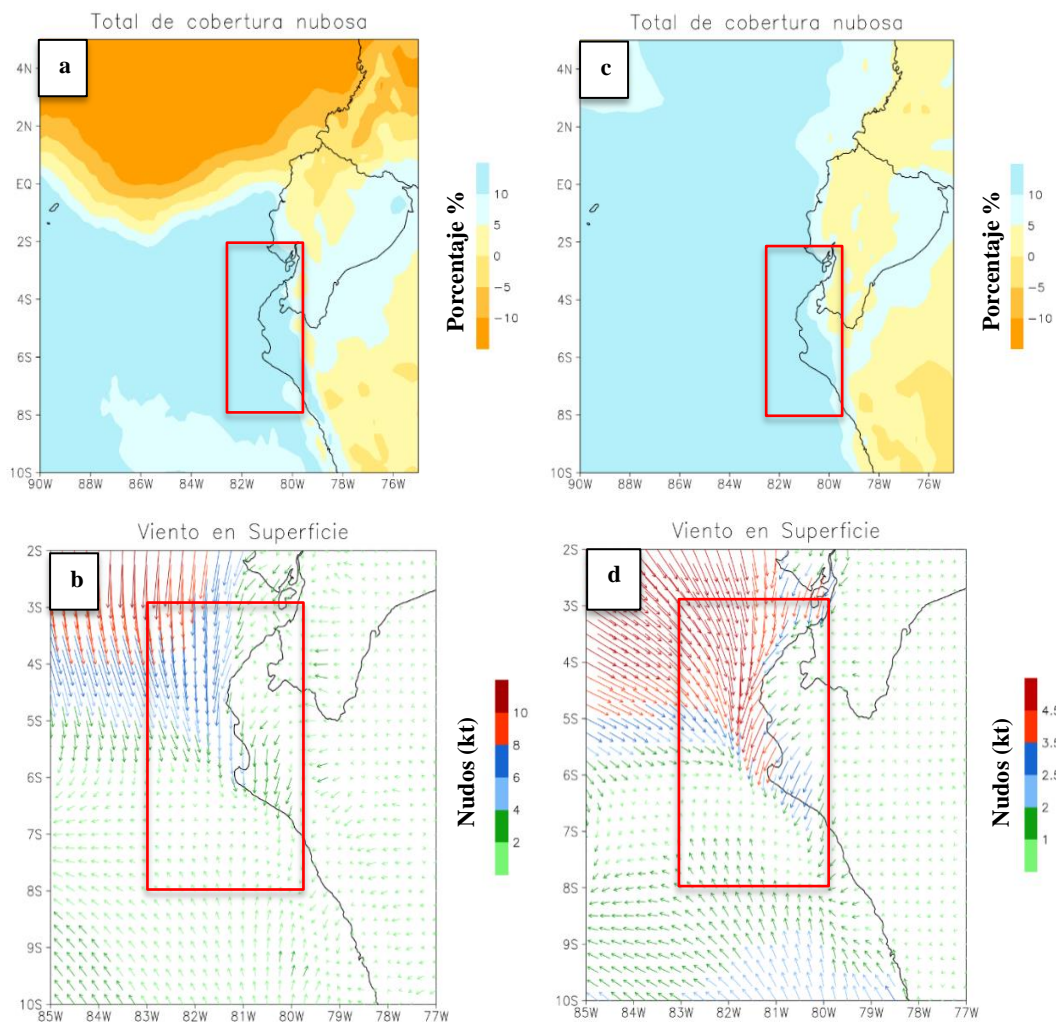


Figura 44: Compuestos de anomalías de cobertura total de nubes (%) para a) enero y c) febrero (sombreado), viento en superficie (nudos) en vectores con colores (intensidad) para los meses de b) enero y d) febrero durante ENSO 1997 – 1998.

Para la figura 45 en el evento ENSO 2015 – 2016 en referencia a los compuestos de anomalías de temperatura se tuvo que para el mes de enero de 2016 entre 8° S a 4° S se muestra un incremento respecto a su normal entre 1 °C a 1.5 °C de temperatura, en cuanto a la anomalía de humedad relativa en la columna de aire cerca de superficie se apreció un aumento de la humedad un 20 % por encima de su normal desde superficie hasta aproximadamente los 850 hPa y las líneas discontinuas que representan la humedad específica mostraron un incremento de 1.2 g/kg de aire en superficie y decreciendo a 0.3 g/kg de aire a nivel de 850 hPa, valores que fueron por encima de su normal, esto pudo ser la alta temperatura del agua mar y apoyo de la inversión térmica que mantuvieron estas condiciones en niveles bajos, así como la tendencia a la disminución de humedad relativa en la capa de 850 hPa a 200 hPa.

En febrero el panorama tuvo una continuidad respecto de enero donde la anomalía de temperatura fue mayor de 1.5 °C de 10 °S a 2 °S, y también mostró una anomalía positiva de humedad relativa de 10 % a más desde superficie hasta el nivel de 400 hPa aproximadamente, y con valores de humedad específica de 1.8 g/kg de aire cerca de superficie y decreciendo hasta 0.3 g/kg de aire a nivel de 400 hPa, esto explica que la columna de aire presentó gran cantidad de vapor de agua en niveles bajos y medios en el mes de febrero producto de la evaporación del agua mar por valores de TSM elevados, en contraste, en el mes de enero la humedad relativa presentó un incremento de 10 % solo en niveles bajos hasta los 850 hPa y la humedad específica tuvo un incremento ligeramente menor.

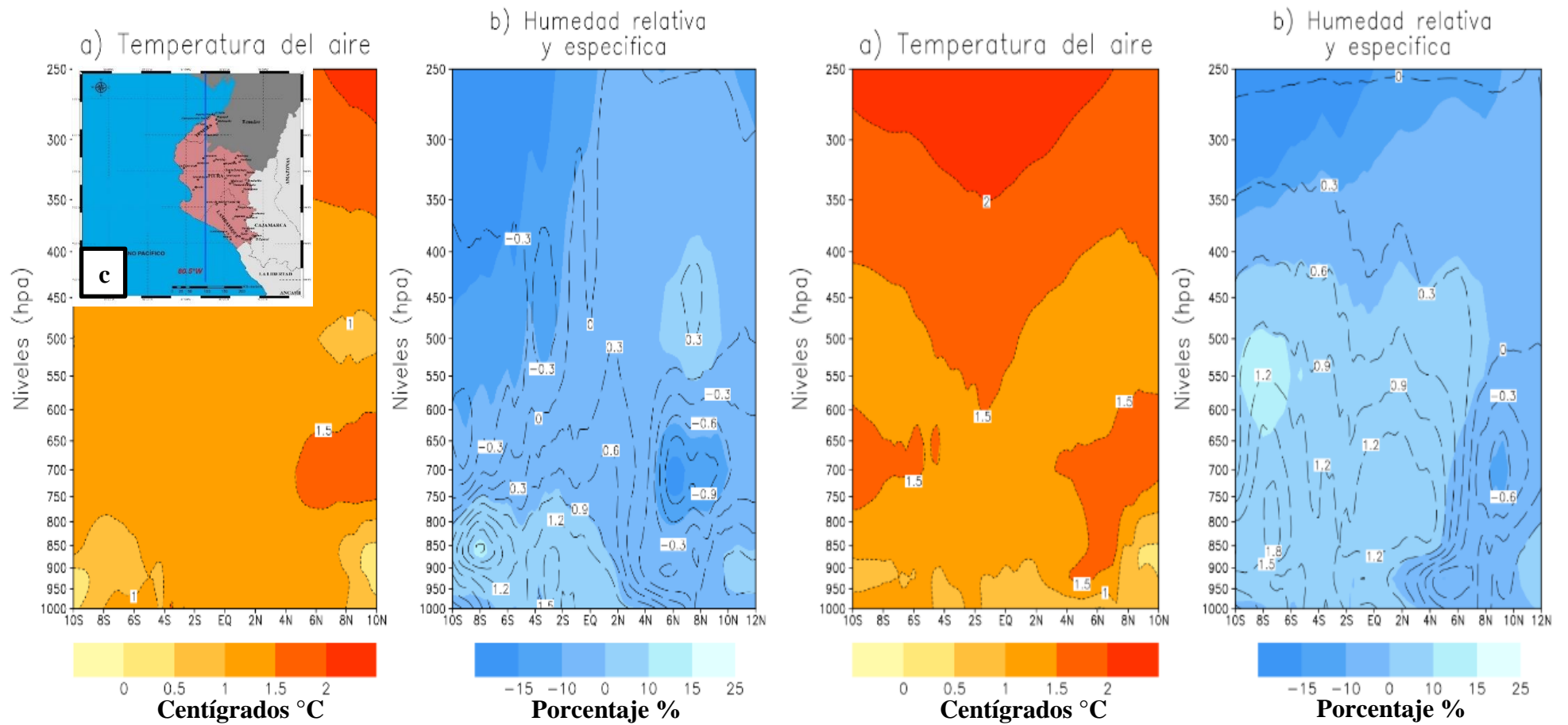


Figura 45: Cortes transversales y meridionales compuestas de anomalías de a) temperatura (°C) y b) humedad específica (contornos con intervalos de 0.3 g/kg de aire) y humedad relativa (sombreado) de la longitud 80.5° W (línea azul usada para el corte transversal), para enero (dos gráficos de la izquierda) y febrero (dos gráficos de la derecha) 2016 durante ENSO 2015 - 2016 en el área de estudio c) Ubicación.

En la figura 46 se aprecia la TSM (Temperatura superficial del mar) donde para el mes de enero y febrero del 2016 se apreció el desplazamiento al sur de la piscina cálida que a diferencia del Niño extraordinario de 1997 – 1998 la TSM es ligeramente menor, aunque superior a los 27 °C, destacándose como un factor esencial para el incremento de temperatura del aire y como aportante de grandes cantidades de vapor de agua.

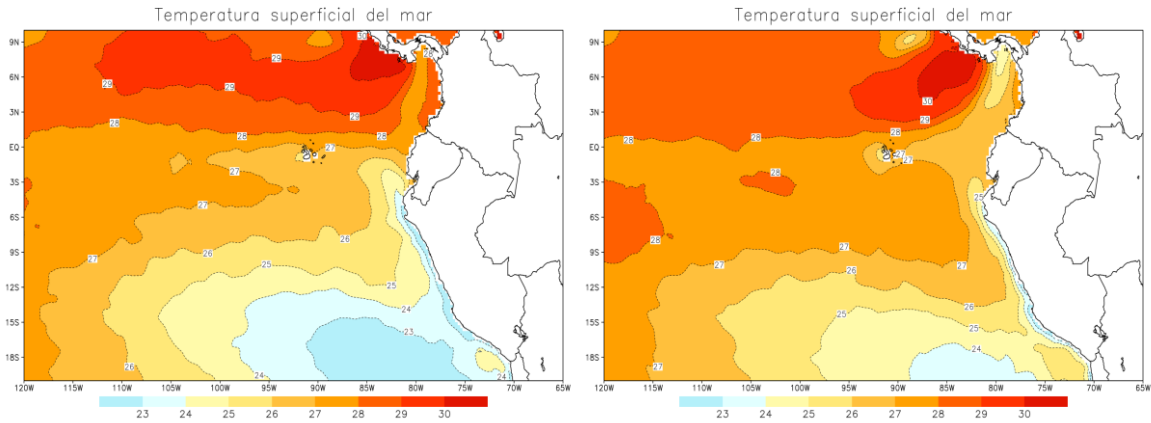


Figura 46: Temperatura superficial del mar (sombreado) en (°C), para el mes de enero y febrero de 2016.

Durante ENSO 2015- 2016 en la figura 47a y 47c se visualiza la composición de anomalía de cobertura total de nubosidad que para el mes de enero presentó una reducción del 5 % desde 10° S a 3° S en zona marítima y zona costera, en contraste, para el mes de febrero del 2016 una reducción del 10 % de la nubosidad total esto se puede explicar por la presencia de una circulación anticiclónica que cubrió el área de estudio en niveles medios, asimismo, generó una subsidencia y compresión adiabática de la masa aire; en cuyo proceso se calentó disminuyendo la humedad y disipando la nubosidad, seguidamente las figuras 47b y 47d mostraron las anomalía de viento en el primer caso con predominancia del viento del sur y sureste con intensidad en 0.5 nudos a 1 nudo como se indica en la figura 47b para el mes de enero. En el mes de febrero mostrado en la figura 47d una anomalía de 0.5 nudos a 1.5 nudos con predominancia de viento del sur y sureste.

A diferencia del evento ENSO 1997 – 1998 la nubosidad para el evento 2015 – 2016 se vio reducida en un gran porcentaje lo que podría ser explicado por el debilitamiento de la cuña o dorsal anticiclónica hasta la zona norte de la deformación anómala del APS, asimismo la presencia de una circulación anticiclónica que cubrió el área de estudio en niveles medios, asimismo, generó una subsidencia y compresión adiabática de la masa aire; en cuyo proceso

se calentó disminuyendo la humedad y disipando la nubosidad, como consecuencia, se presentó una atmósfera estable, presentándose la inversión térmica en niveles bajos de la atmósfera principalmente en la mañana, lo que permitió mantener el vapor de agua cerca de la superficie y en interacción con la masa de agua cálida propicio el incremento de la temperatura debido a la acumulación de radiación en onda larga (ROL) también.

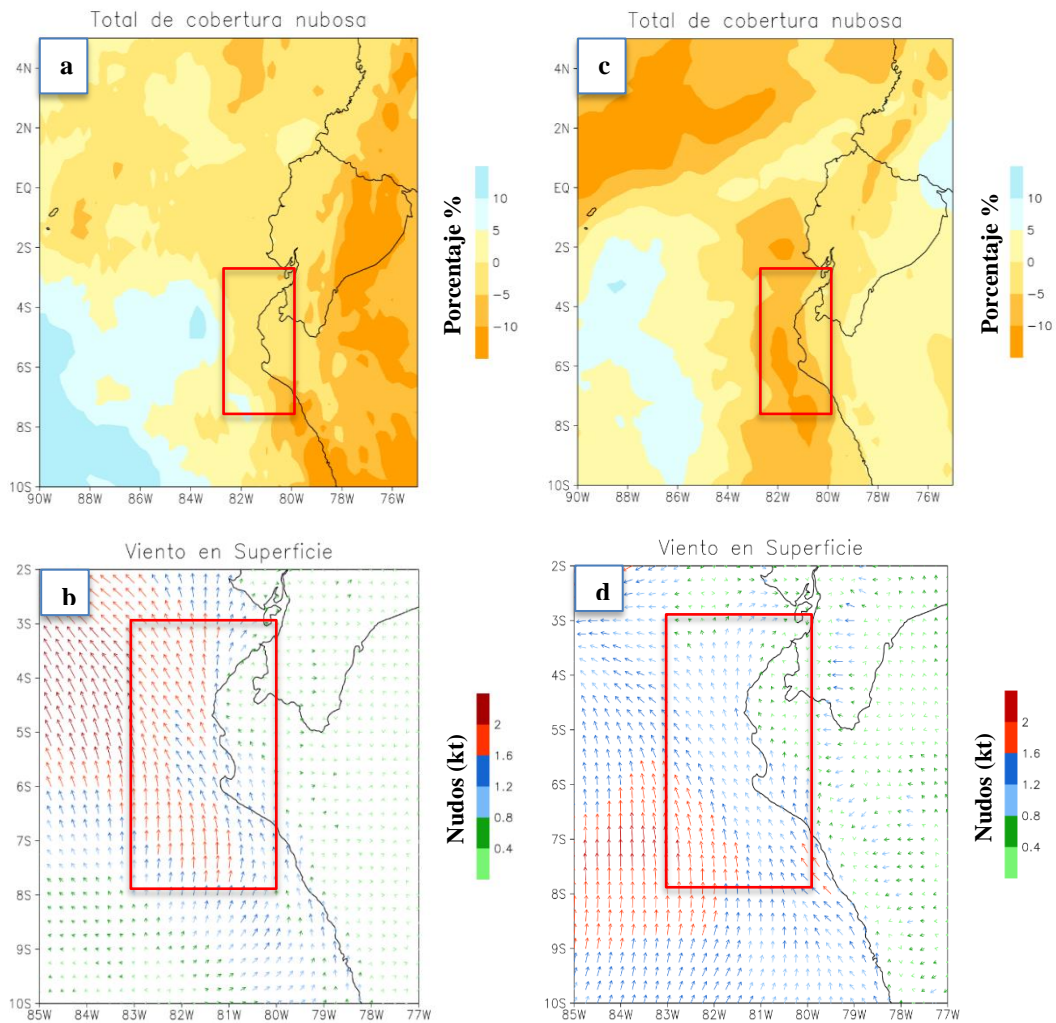


Figura 47: Compuestos de anomalías de cobertura total de nubes (%) para a) enero y c) febrero (sombreado), viento en superficie (nudos) en vectores con colores (intensidad) para los meses de b) enero y d) febrero durante ENSO 2015 – 2016.

En la figura 48a y 48c se presentó la anomalía de OLR para el evento ENSO 1997 – 1998 en los meses de enero y febrero de 1998 respectivamente con valores negativos entre 20 W/m² a 40 W/m² y donde un valor negativo representa una mayor cantidad de nubosidad,

guardando relación a lo mostrado en la figura 44 en la que se vio la anomalía positiva de cobertura total de nubes de 0 a 10 % para los meses enero y febrero de los mismos años.

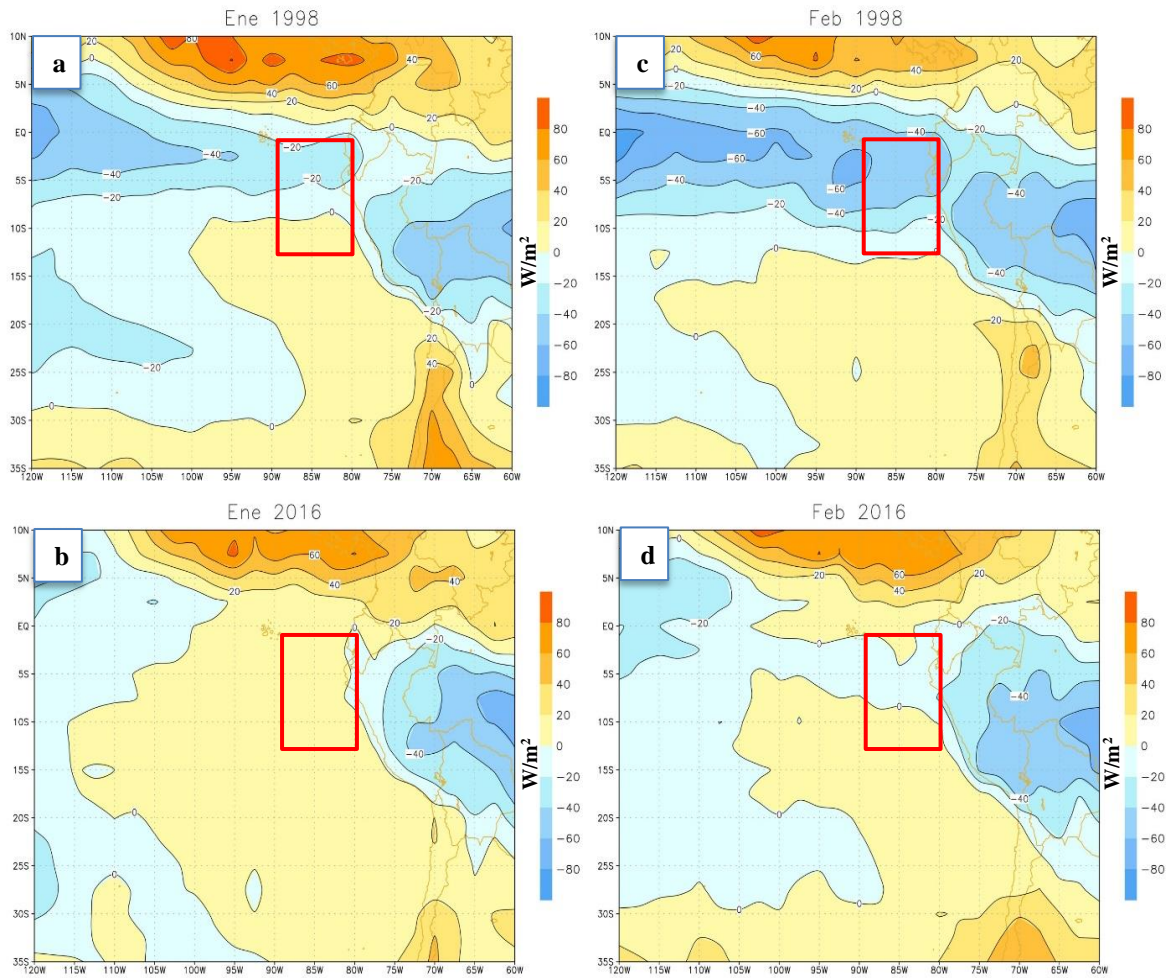


Figura 48: Mapa de anomalías de OLR (W/m^2) para los meses de a) enero y c) febrero evento ENSO 1997 – 1998, meses de b) enero y d) febrero evento ENSO 2015 - 2016.

La anomalía positiva de cobertura total de nubes mostrado en la figura 44a y 44c pudo coincidir con algún periodo húmedo por algunas precipitaciones. Sin embargo, para el evento ENSO 2015 – 2016 la anomalía de la cobertura total de nubes presentó una reducción con valores negativos de 5 % a 10 % según lo mostrado en la figura 48b y 48d para los meses de enero y febrero 2016 respectivamente, en tanto que la anomalía de OLR presentó valores con tendencia positiva de 0 a 20 W/m^2 lo que significó una disminución de la nubosidad sobre el área de estudio.

Por otro lado durante el ENSO 1997 - 1998, al referirse a la región Niño 3.4, Niño 3 y Niño 1+2 en el mes de enero se tuvo valores negativos de anomalía entre 20 W/m^2 a 40 W/m^2

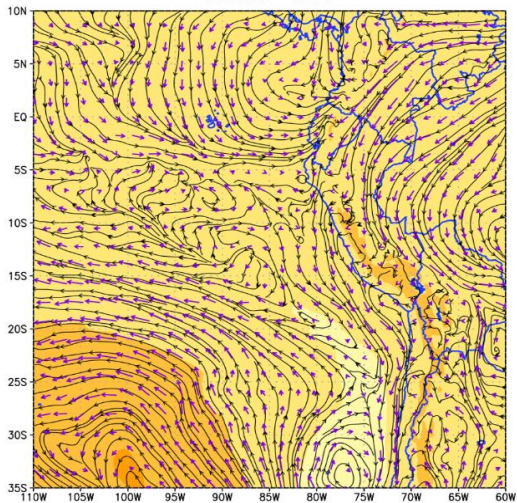
mostrado en la figura 48a, y hacia el pacífico central empezando en enero principalmente para la región Niño 3.4 desplazándose hacia la región Niño 1+2 para febrero con valores negativos entre 40 W/m^2 a 60 W/m^2 ; mientras que, para el evento ENSO 2015 -2016 se tuvo valores positivos de anomalía sobre el pacífico central, en ambos casos la TSM alcanzo valores muy altos, como se vio en el figura 43 y 46.

4.3.2. Dinámica atmosférica en el área de estudio

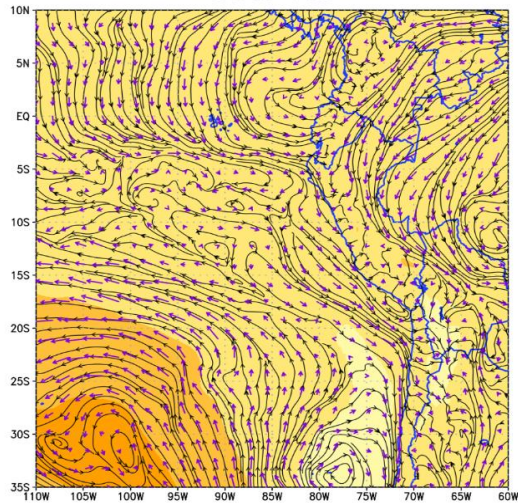
4.3.2.1. Niveles medios y altos en evento 1997 - 1998 (850 hPa – 250 hPa)

En la figura 49 se muestra la altura geopotencial de 850 hPa, desde el día 20 en la región 5° S a 10° N - 100° W a 80° W se presentó la incursión de la circulación anticiclónica de Sudamérica sobre la costa originando una línea de cuña sobre la costa norte advección cálida y flujo del oeste que secó la atmósfera, el día 21 se pudo apreciar, que la circulación anticiclónica y una pequeña vaguada sobre el área de estudio, mientras que para el día 22 la vaguada tuvo una configuración zonal con flujo del noroeste en la zona norte, esta vaguada indicó una condición anómala puesto que, climatológicamente se aprecia la presencia de una circulación anticiclónica, bloqueando el flujo del norte, por otra parte hubo una acumulación de masa cálida y húmeda en niveles, sin embargo debido a la subsidencia que se presentó en niveles medios carta de altura geopotencial de 500 hPa se tuvo una cuña anticiclónica que generó subsidencia evitando la formación de nubes precipitables tal como se muestra en la figura 51, el día 23 se aprecia la vaguada frente el área de estudio. En la carta de 700 hPa, mostrado en la figura 50, el día de 20 de febrero se apreció la circulación anticiclónica de Sudamérica y la cuña se posicionó sobre la costa norte originando una circulación aislada la circulación ciclónica asociado a la baja ecuatorial donde hubo la llegada de flujo del noroeste, para el día 21 y 22 se configura zonalmente donde la vaguada advecta viento del noreste variando a viento del oeste producto de una circulación ciclónica que se extiende desde nivel de superficie, el día 23 la circulación ciclónica se ubica en 5° S - 90° W formando una vaguada que sobre el área de estudio. Hacia el día 24 la circulación anticiclónica de la cuenca amazónica muestra un desplazamiento hacia el oeste desplazando la vaguada hacia el norte y fijando la cuña anticiclónica sobre la región norte, esto explicó la subsidencia y la compresión adiabática. Para el día 25 se volvió a presentar una vaguada sobre el área de estudio a partir de flujo cálido y húmedo proveniente de la cuenca amazónica.

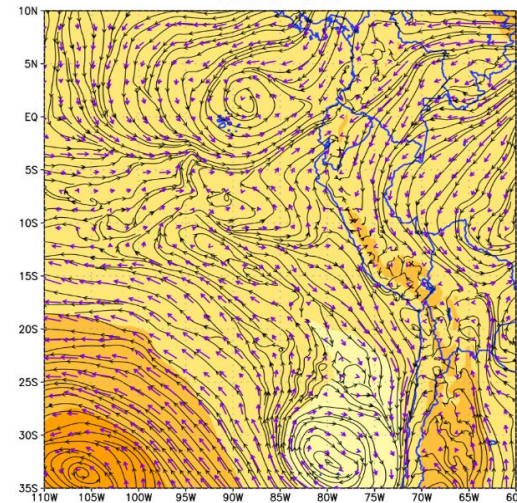
20feb 12Z



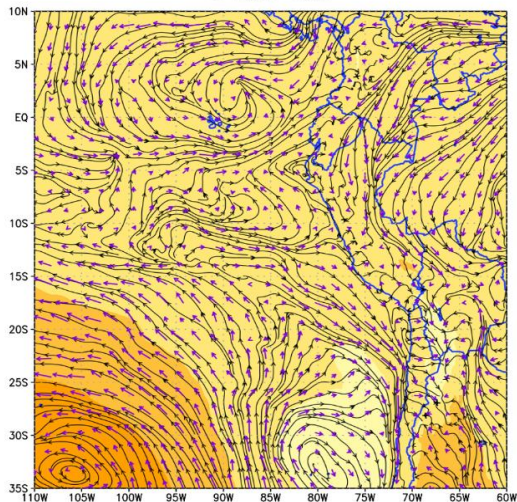
20feb 18Z



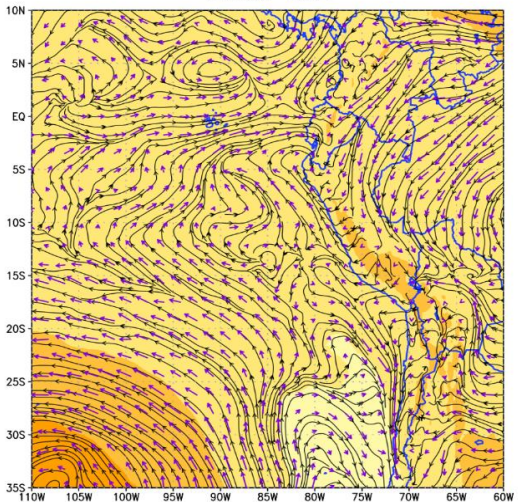
21feb 12Z



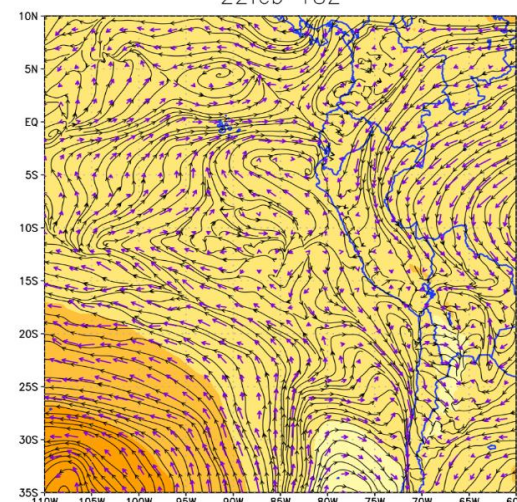
21feb 18Z



22feb 12Z



22feb 18Z



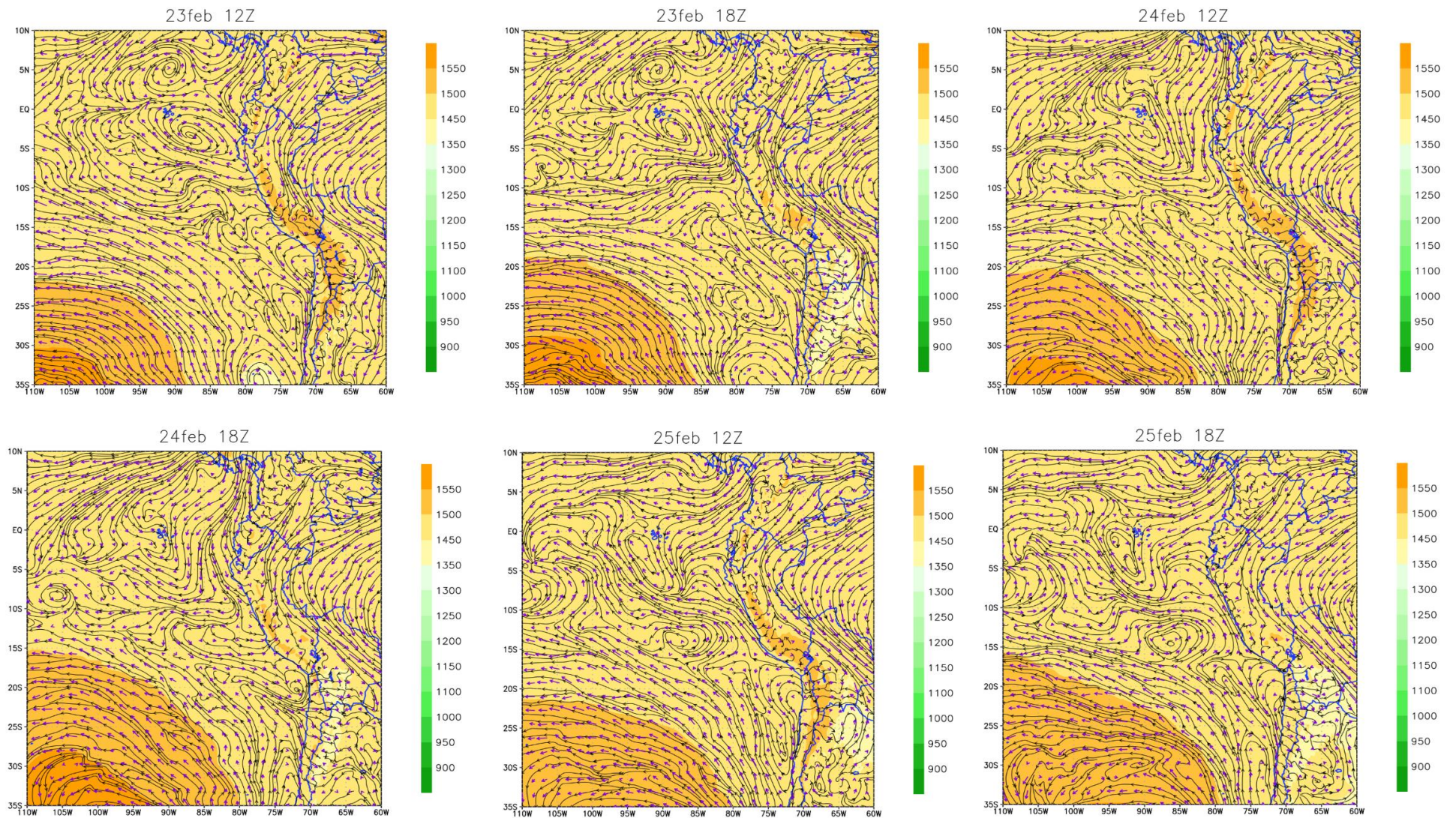
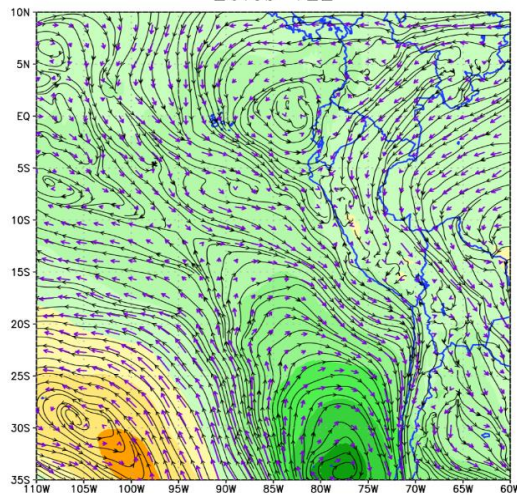
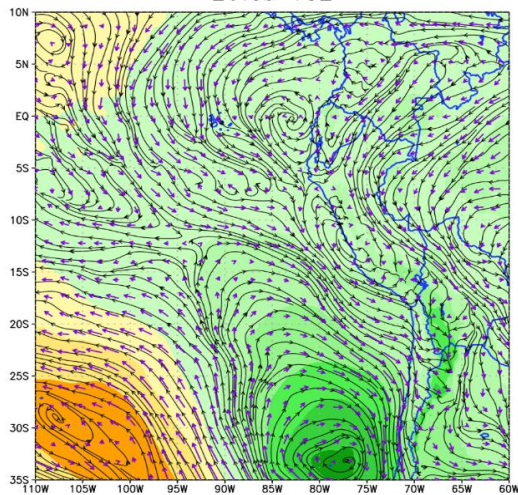


Figura 49: Mapa de altura geopotencial de 850 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.

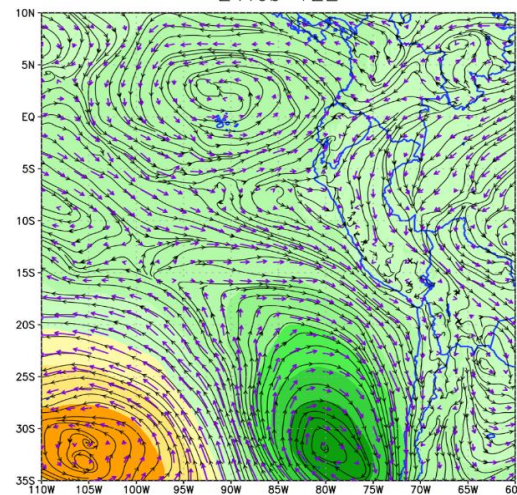
20feb 12Z



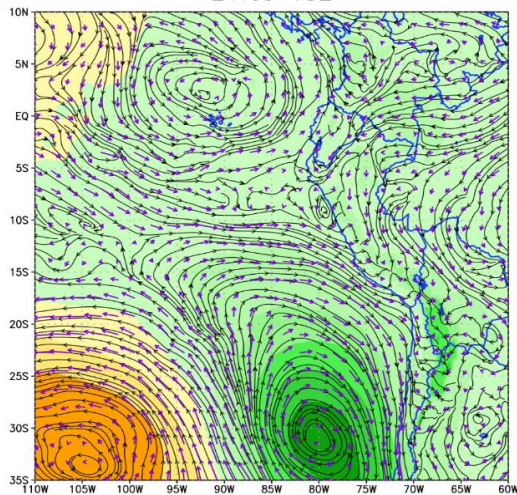
20feb 18Z



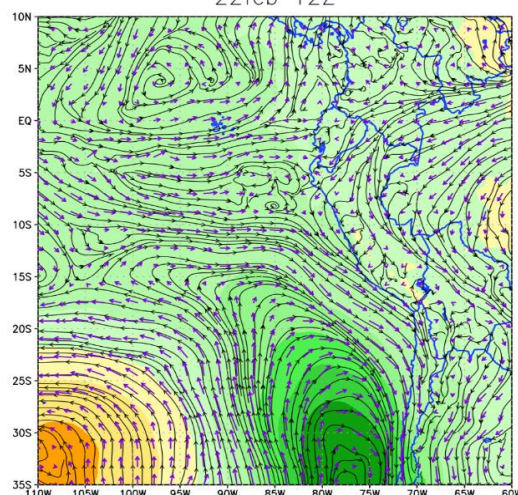
21feb 12Z



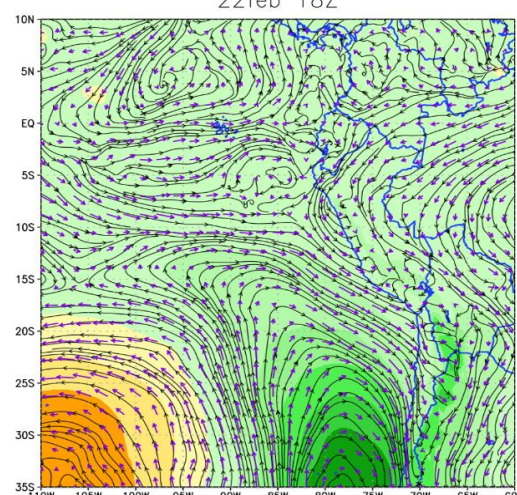
21feb 18Z



22feb 12Z



22feb 18Z



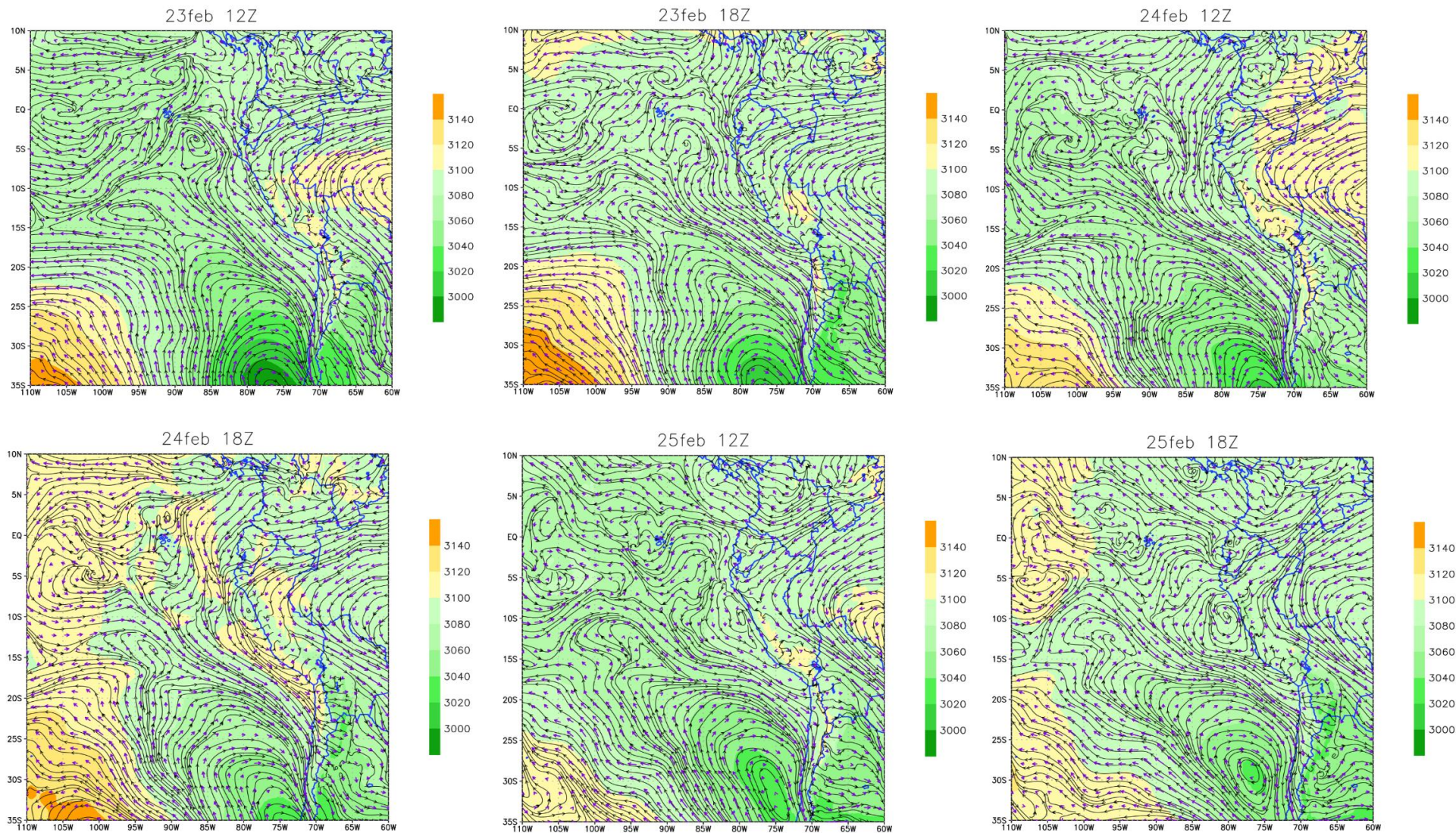
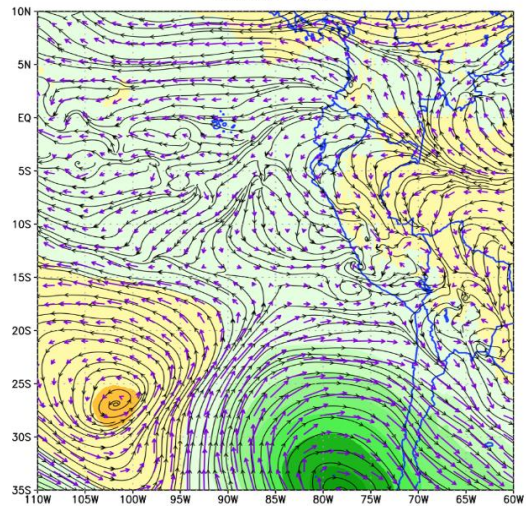


Figura 50: Mapa de altura geopotencial de 700 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.

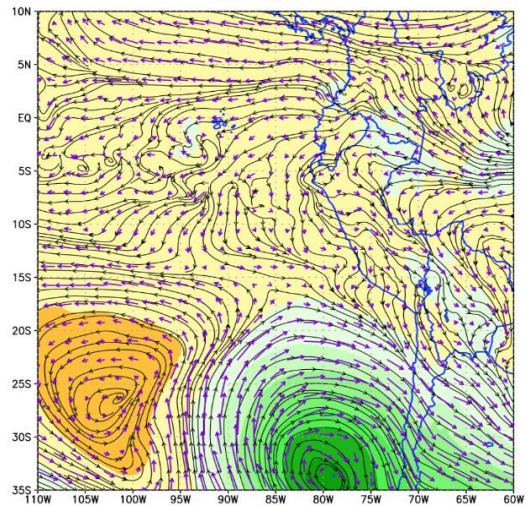
Para el nivel de 500 hPa a las 12 UTC se analizó la figura 51 para el día 20 se pudo apreciar que una vaguada para la zona de Tumbes y el departamento de Piura y Lambayeque se vio la presencia de una cuña anticiclónica, asimismo, el ingreso de la circulación ciclónica que hacia las 18 UTC alcanza su posición una posición al norte hacia el día 22 su posición más la norte con 30° S - 80° W sucedió que el ingreso de la circulación de los oestes al ingresar a la zona tropical muy cerca de la costa centro y sur cuya configuración es un patrón anómalo, esta circulación según se vio esta actuó atrayendo hacia su centro la cuña de la circulación de Sudamérica esto se tradujo en el paso del flujo del este que aporta humedad de la amazonía hacia la costa, debido a este se tuvo días nublados en algunos casos con nubes medias, el día 23 se apreció una vaguada ubicado en 20° S - 85° W que bloqueo el flujo del este en la zona norte provocando precipitaciones pero solo un momento en el día, finalmente la cantidad de vapor de agua que se acumuló debido a las precipitaciones quedo atrapada en superficie debido a la cuña que se pudo apreciar en el análisis de superficie, por otro lado el calentamiento en niveles bajos se dio por contrarradiación, explicado por las altas temperaturas de agua de mar que transmiten esa energía la vapor de agua y en el caso de la nubosidad transfiera energía también y el vapor de agua irradia esa energía devuelta a la superficie. En el caso de la altura de geopotencial la serie de tiempo se vio como desde el día 20 hasta el 22 solo a las 12 UTC la atmósfera sobre la costa tenía un menor espesor y hacia el día 23 al 25 se aprecia una atmósfera más expandida que aumenta su capacidad portante de vapor de agua y donde la formación de nubosidad resulta más probable en la atmósfera menos expandida.

En la figura 52 para el nivel de 250 hPa se tuvo que la configuración de la alta de Bolivia de Bolivia para el día 20 tuvo dos núcleos divididos la primera se colocó sobre el continente y la segunda migró hacia el mar, posteriormente hacia el día 21 se tuvo una configuración cuasi meridional de la alta de Bolivia permitiendo un flujo del este no perturbado aportando humedad de la cuenca amazónica hacia la costa norte lo que preservó esta condición en la columna atmosférica, y 23 se aprecia un flujo de difluente lo que aumentaría el aporte de masa de niveles medios hacia niveles altos de la atmósfera, asimismo la VNEB se aísla formado el VCAN (vórtice ciclónico de niveles altos) entre 5° N a 10° N - 65° W a 55° W.

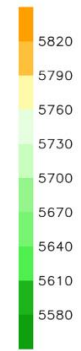
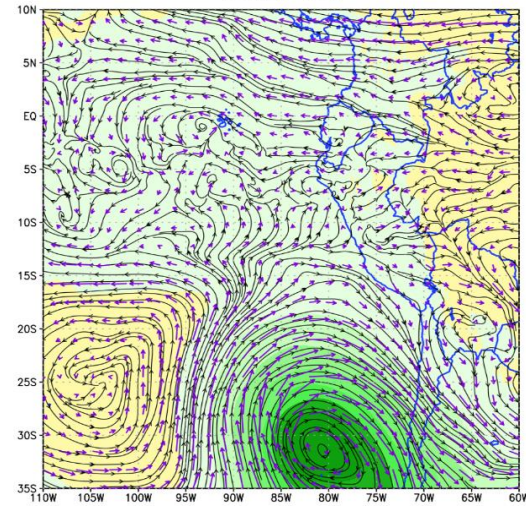
20feb 12Z



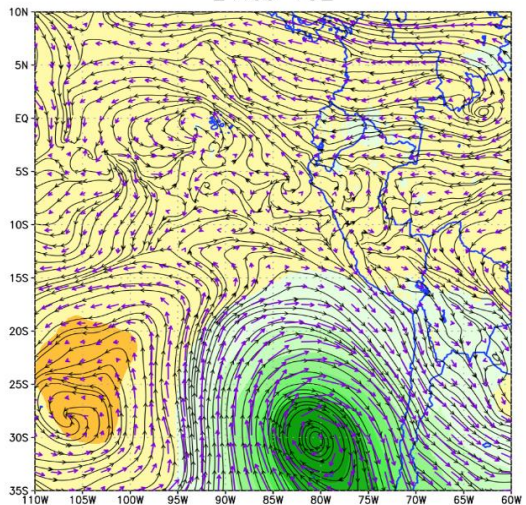
20feb 18Z



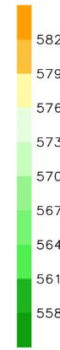
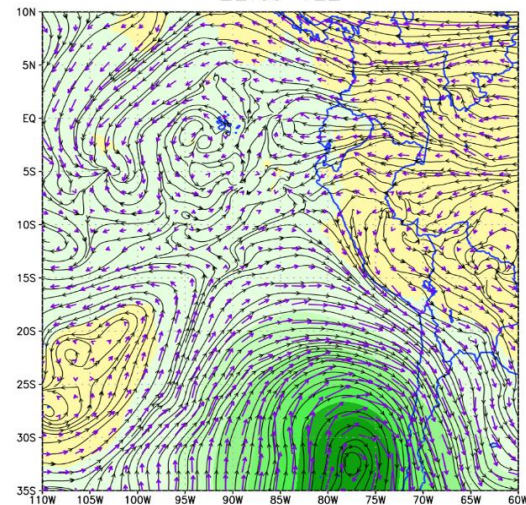
21feb 12Z



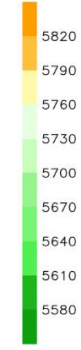
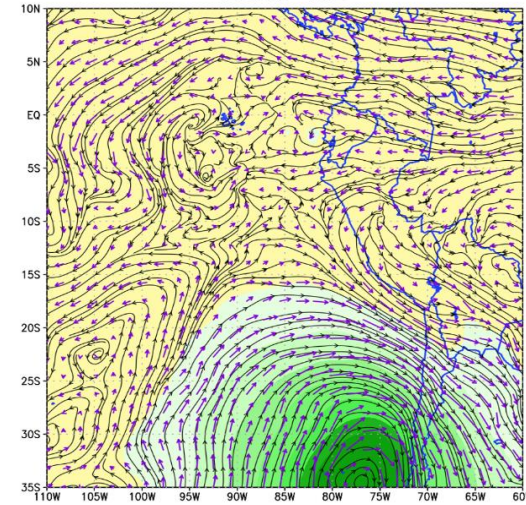
21feb 18Z



22feb 12Z



22feb 18Z



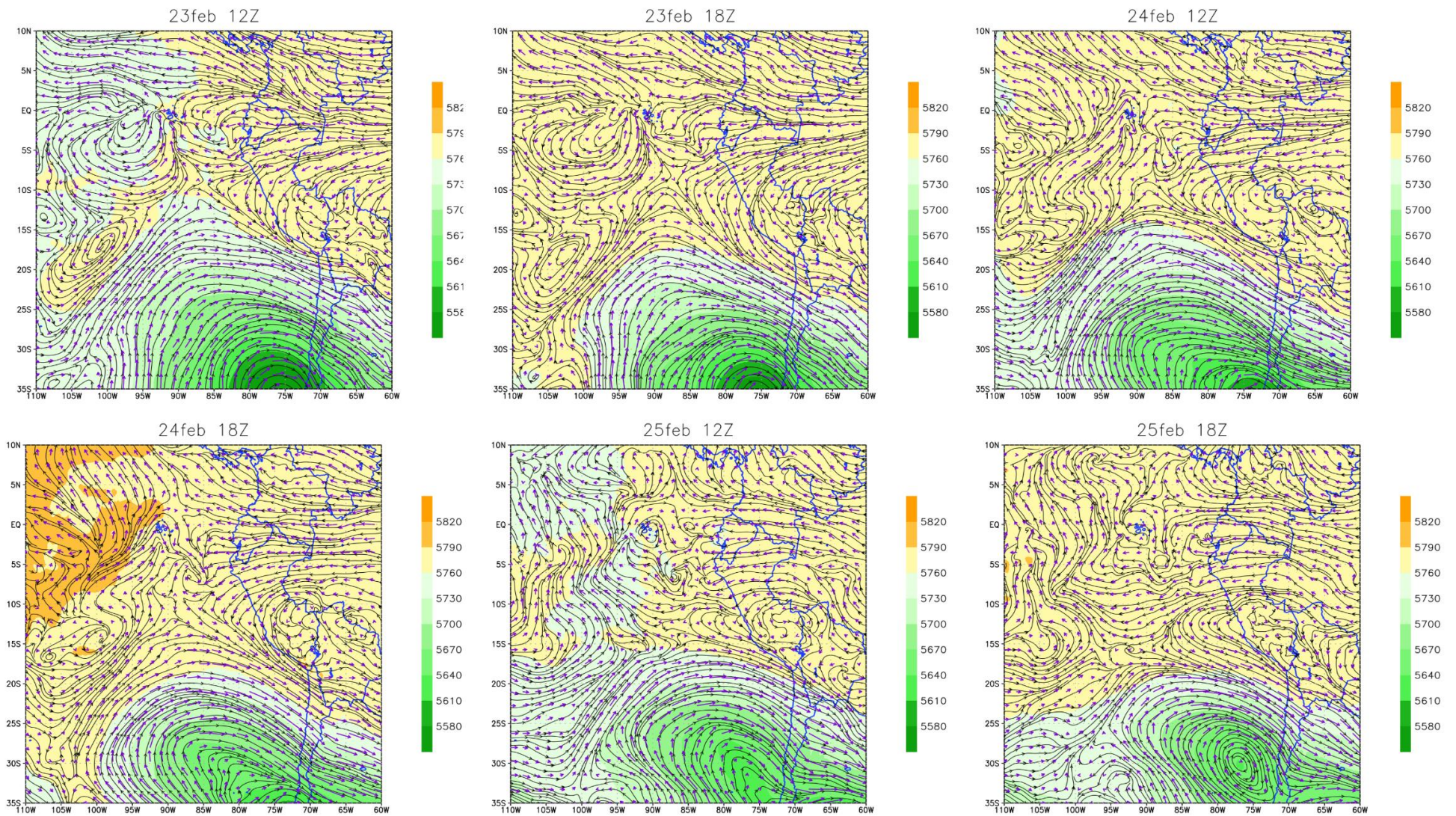
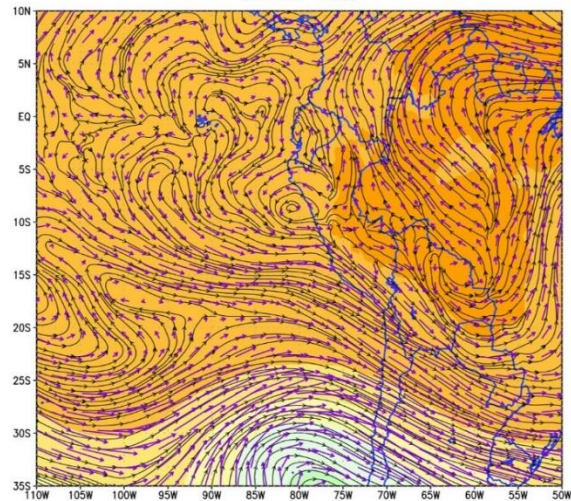
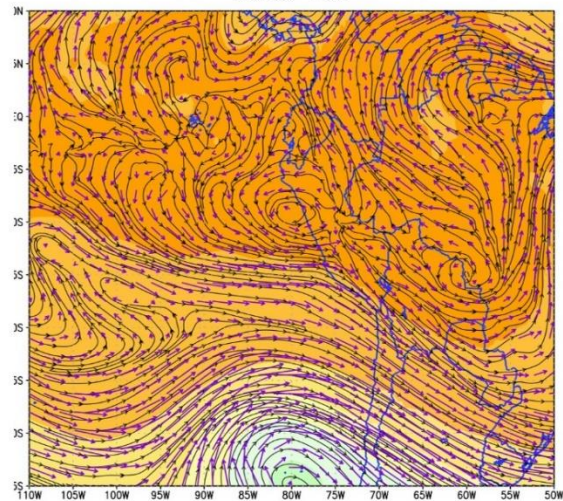


Figura 51: Mapa de altura geopotencial de 500 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997 -1998.

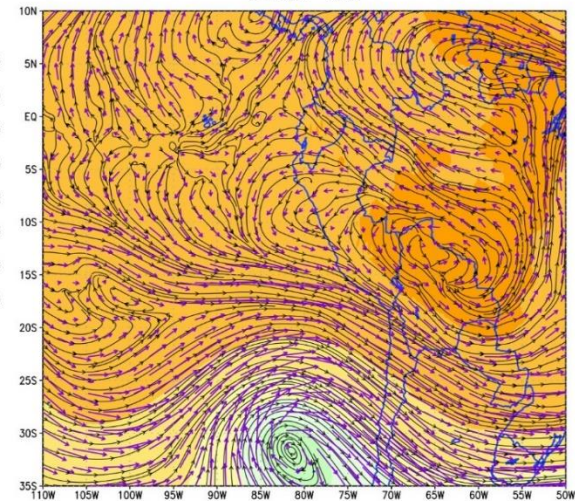
20feb 12Z



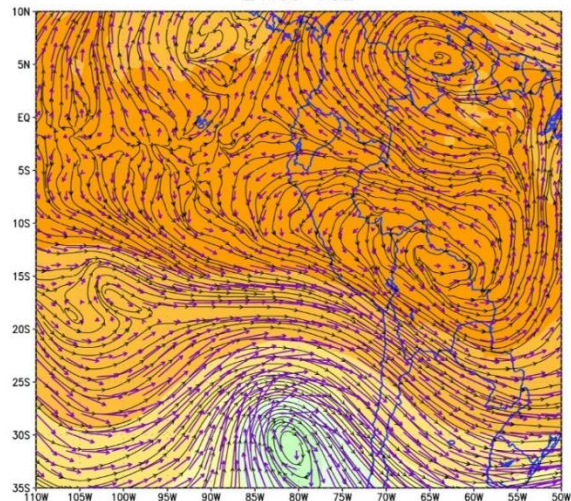
20feb 18Z



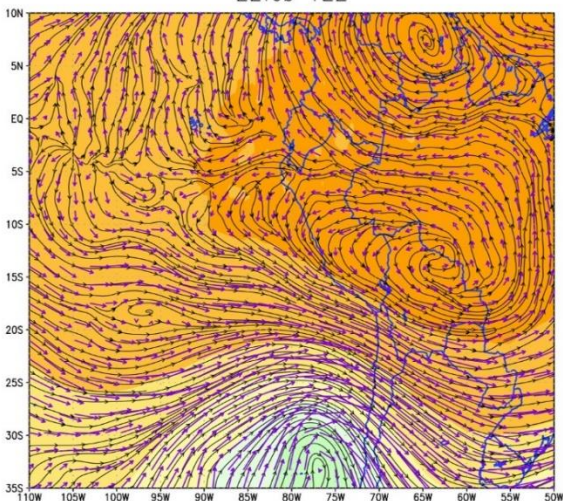
21feb 12Z



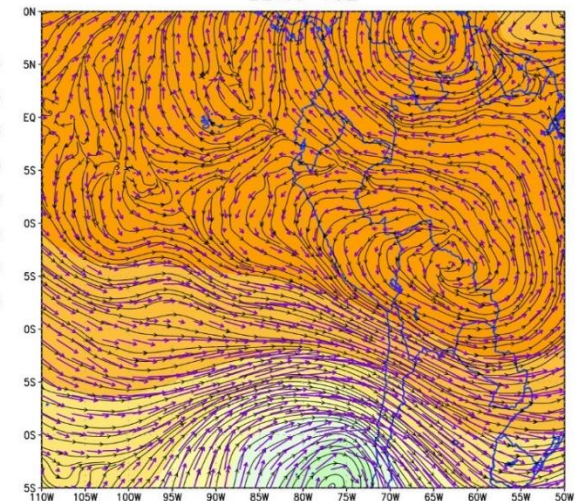
21feb 18Z



22feb 12Z



22feb 18Z



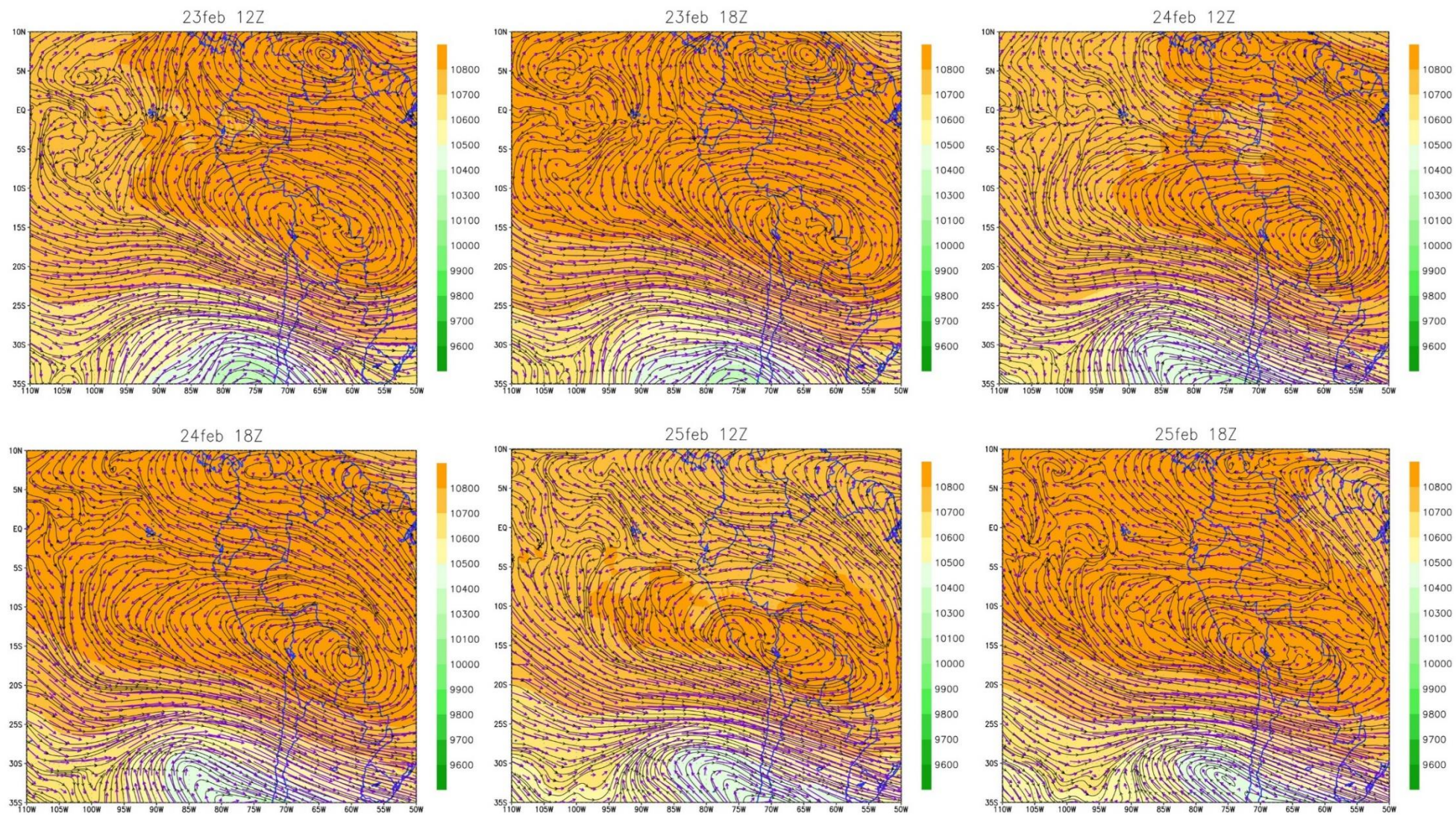


Figura 52: Mapa de altura geopotencial de 250 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 20 al 25 de febrero de 1998 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 1997

4.3.2.2. Niveles medios y altos en evento 2015 – 2016 (850 hPa – 250 hPa)

En el evento ENSO 2015 – 2016 se vio la figura 53 con referencia al nivel de 850 hPa, para el día 18 se apreció una circulación anticiclónica ubicado entre 10° S a 5° S - 80° W se presentó una circulación anticiclónica sobre el área de estudio y otra parte sobre océano manteniendo esa condición durante el día haciendo que el flujo entrante sea del noreste, en tanto que se produjo una advección cálida en ese nivel, el día 20 la circulación anticiclónica se acopla a circulación anticiclónica de Sudamérica desplazado hacia el norte por el ingreso de la de una vaguada pasando por la selva sur, la cuña al tener compresión por el sur se elonga zonalmente posicionándose sobre la zona norte advectando viento noreste, hacia el día 22 la vaguada sobre la selva sur, centro y norte mantiene una configuración zonal donde la cuña y un flujo del noreste manteniendo la advección cálida disipando alguna nubosidad debido a ese calentamiento, asimismo, se mantuvo las condiciones de inversión térmica en niveles bajos, para el día 24 se apreció que la vaguada desaparece; sin embargo, se formó una circulación ciclónica aislada dividiendo en dos la cuña anticiclónica de Sudamérica tal es así que, el ingreso de flujo norte se mantuvo, una condición adicional para ese día fue la presencia sobre océano una circulación anticiclónica entre 15° S a 5° S - 85° W a 75° W lo que bloquea este flujo de advección cálida y ese aire se queda atrapado en ese nivel por el bloqueo de esta circulación.

Se puede inferir que este nivel de 850 hPa se encuentra acoplado con nivel de superficie donde se tuvo la cuña anticiclónica elongada sobre la costa centro y norte se reconoció este posicionamiento de la circulación anticiclónica como una anomalía, debido a que climatológicamente el APS tiende a debilitarse y alejarse de la costa o tener un núcleo intenso con una orientación zonal propio de la estación de verano, tal como se pudo apreciar en la figura 53 la cuña anticiclónica produjo una inhibición de la nubosidad en consecuencia la formación de precipitaciones es escasa, debido a esto según la figura 47a y 47c de composición de anomalías para el mes de febrero se vio una reducción de la nubosidad que ya venía presentándose desde el mes de enero, en tal caso se pudo inferir que hubieron días con cielo despejado o parcialmente nublado por encima de lo normal producto de esa advección cálida.

En la figura 54 a nivel de 700 hPa el día 18 se apreció una vaguada aportando viento del noreste cálido y con una circulación anticiclónica que provocó el calentamiento de la

atmósfera, hacia el día 20 la vaguada asociada a una circulación ciclónica se posicionó sobre el área de estudio entre 3° S a 10° S - 80° W a 75° W debido al calentamiento de niveles bajos el ascenso de aire es de aire cálido con poca humedad pudo formar algunos tipo de nubosidad como altocúmulos por la estabilidad atmosférica que proporciona una masa de aire cálido, se debió notar que entre el 18 y 20 de febrero la circulación ciclónica ubicado en 95° W - 35° S se desplaza hasta el norte alcanzando los 25° S esto dinámicamente se tradujo en el desplazamiento de los sistemas, tal es así que la circulación anticiclónica zonal bloqueo el ingreso de la flujo deformándose y generando esa vaguada que se mencionó acumulando el flujo cálido del norte. Hacia el día 22 la circulación anticiclónica del Pacífico sur se encontró dividida en dos por la subida de la circulación ciclónica, tal es así que se formó dos núcleos el primero ubicándose en 35° S - 110° W y el otro en 10° S - 100° W con una orientación cuasi meridional lo que supuso una configuración anómala, la explicación a lo mencionado se da cuando la circulación de los oestes que es propia de una latitud extra tropical ingresa hacia una zona tropical provocando un deformación en los flujos es así que se produjo de la división en dos partes de la circulación del Pacífico sur. El 24 se pudo apreciar dos núcleos juntándose el primero en 15° S - 100° W y el otro 30° S - 95° W para formar circulación anticiclónica del Pacífico sur es notarse que se aprecia un núcleo con una atmósfera más expandida esto se debe a la compresión que existe del aire que al calentarse produce la mencionada expansión, en ese sentido para el área de estudio se aprecia una cuña entre 15° S a 3° S - 80° W a 75° W donde el giro anticiclónico estuvo en la zona norte. Entonces para estos días se tuvo la presencia de una cuña o en su defecto una circulación anticiclónica donde las partes se encuentran casi acopladas.

Por otro en la región de la selva que desde el 18 al 22 se apreció una vaguada el 24 se debilitó y se desplazó hacia el este donde prevaleció la circulación ciclónica dando pasó a una circulación ciclónica aislada ubicada entre 10° S a 3° S - 80° W a 65° W para el día 24. Entonces según lo explicado se pudo determinar que durante este evento de olas de calor la circulación anticiclónica del Pacífico sur empieza con el ingreso del flujo extratropical de los oestes desplazándolo hacia el sector norte luego por la dinámica atmosférica el flujo se dividió en dos, en simultaneo se tuvo una vaguada al inicio del evento sobre el área de estudio que produjo calentamiento por su transporte de flujo del norte sobre el área de estudio virando a una cuña anticiclónica que produjo un calentamiento por compresión de aire.

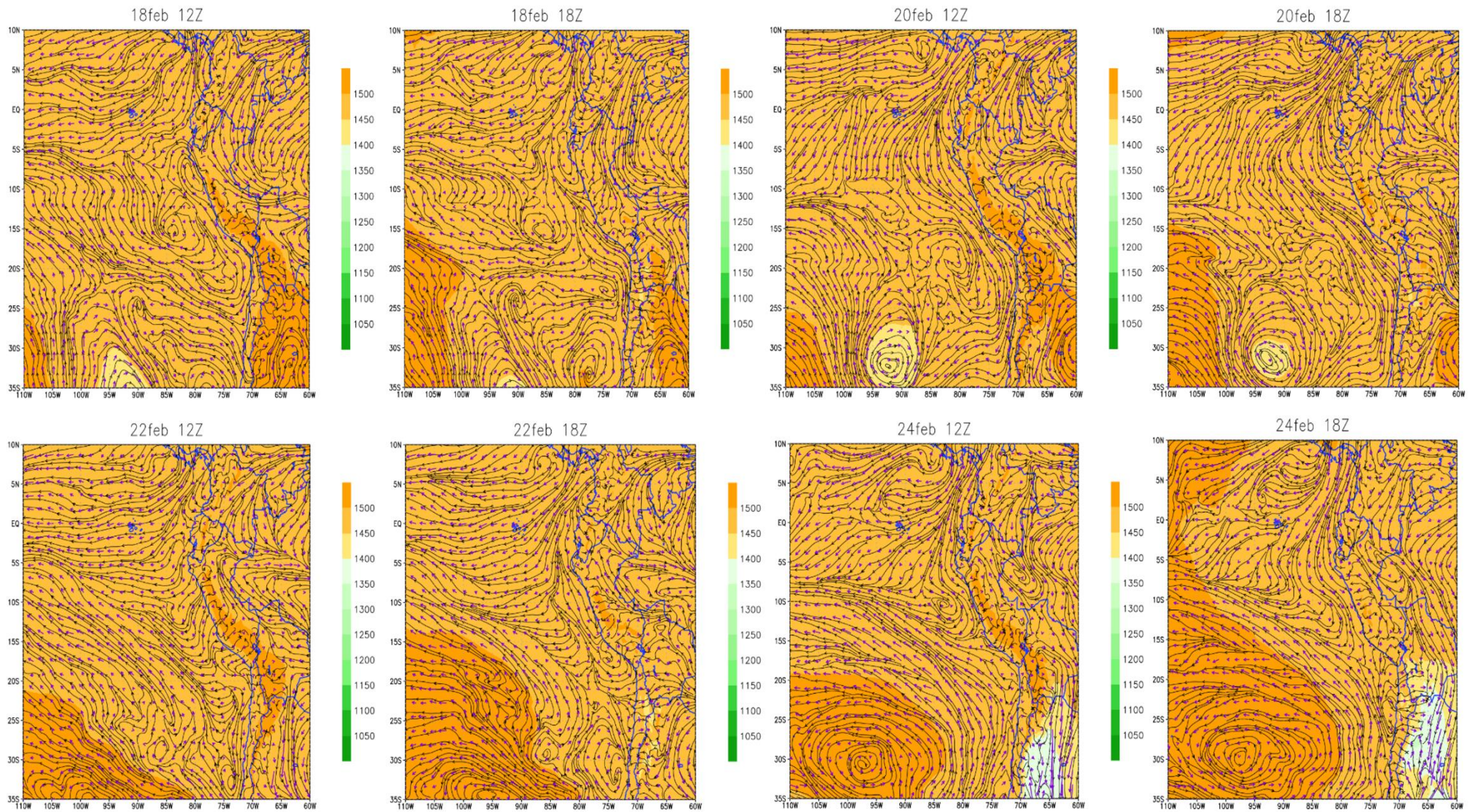


Figura 53: Mapa de altura geopotencial de 850 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 -2016.

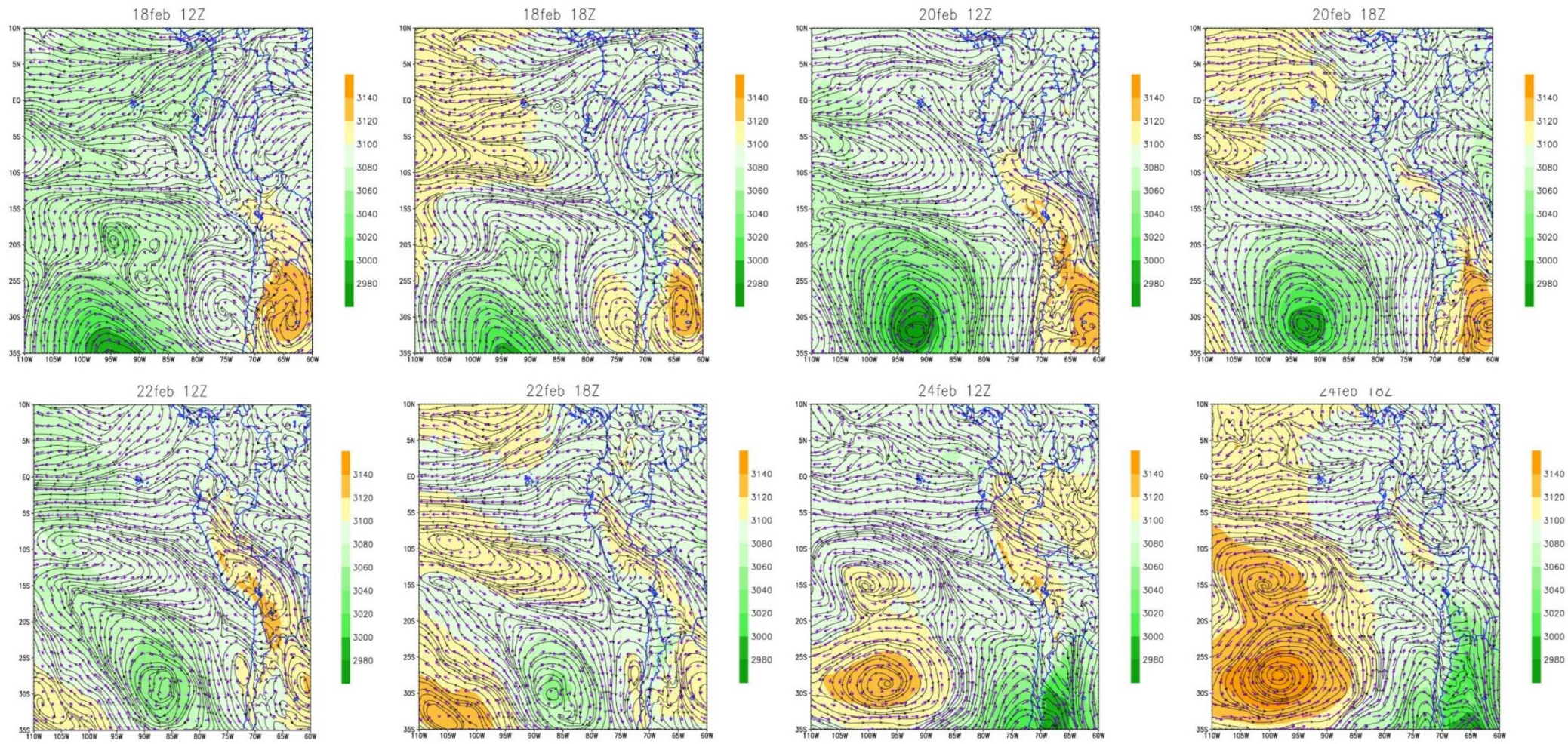


Figura 54: Mapa de altura geopotencial de 700 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 - 2016.

En la figura 55 a nivel de 500 hPa el día 18 en el área oceánica entre 35° S - 100° W a 90° W se aprecia el desplazamiento de una circulación ciclónica hacia la región tropical esto se dio por la perturbación de la circulación de los oestes empujando la circulación anticiclónica del Pacífico sur hacia el continente hasta el día 24 donde la circulación ciclónica regresa a su posición sur y la circulación de los oestes mantiene una configuración zonal, en ese sentido el continente se vio afectado por la circulación anticiclónica propiciando condiciones de estabilidad atmosférica y poca formación de nubosa durante el evento de olas de calor. Finalmente, como se aprecia los valores de geopotencial nos indica una atmósfera expandida, el día 24 tenemos que la circulación anticiclónica sobre el sector occidental de la Amazonía ubicándose sobre el departamento de Loreto en 5° S a 0° - 75° W a 70° W teniendo un área divergente lo que significó advección de masa de ese punto hacia la zona de estudio.

En la figura 56 a nivel de 250 hPa el día se presentó el alta de Bolivia (AB) cuyo núcleo se posiciono sobre los 20° S a 15° S - 65° W a 55° W con la VNEB (Vaguada del noroeste de Brasil) que se apreció alrededor de los 5° S, en simultaneo se tuvo una circulación ciclónica entre 35° S a 25° S - 100° W a 90° W, hacia el 20 el alta de Bolivia se desplazó hacia el oeste de su posición normal ubicándose el núcleo entre 20° S a 15° S - 70° W a 65° W y la parte divergente sobre el océano y la parte subsidente sobre la costa, para el día 22 se tuvo convergencia en la zona norte, y finalmente para el día 24 la VNEB se posicionó sobre la selva y el alta de Bolivia entró hacia el océano y con flujo del oeste sobre la costa.

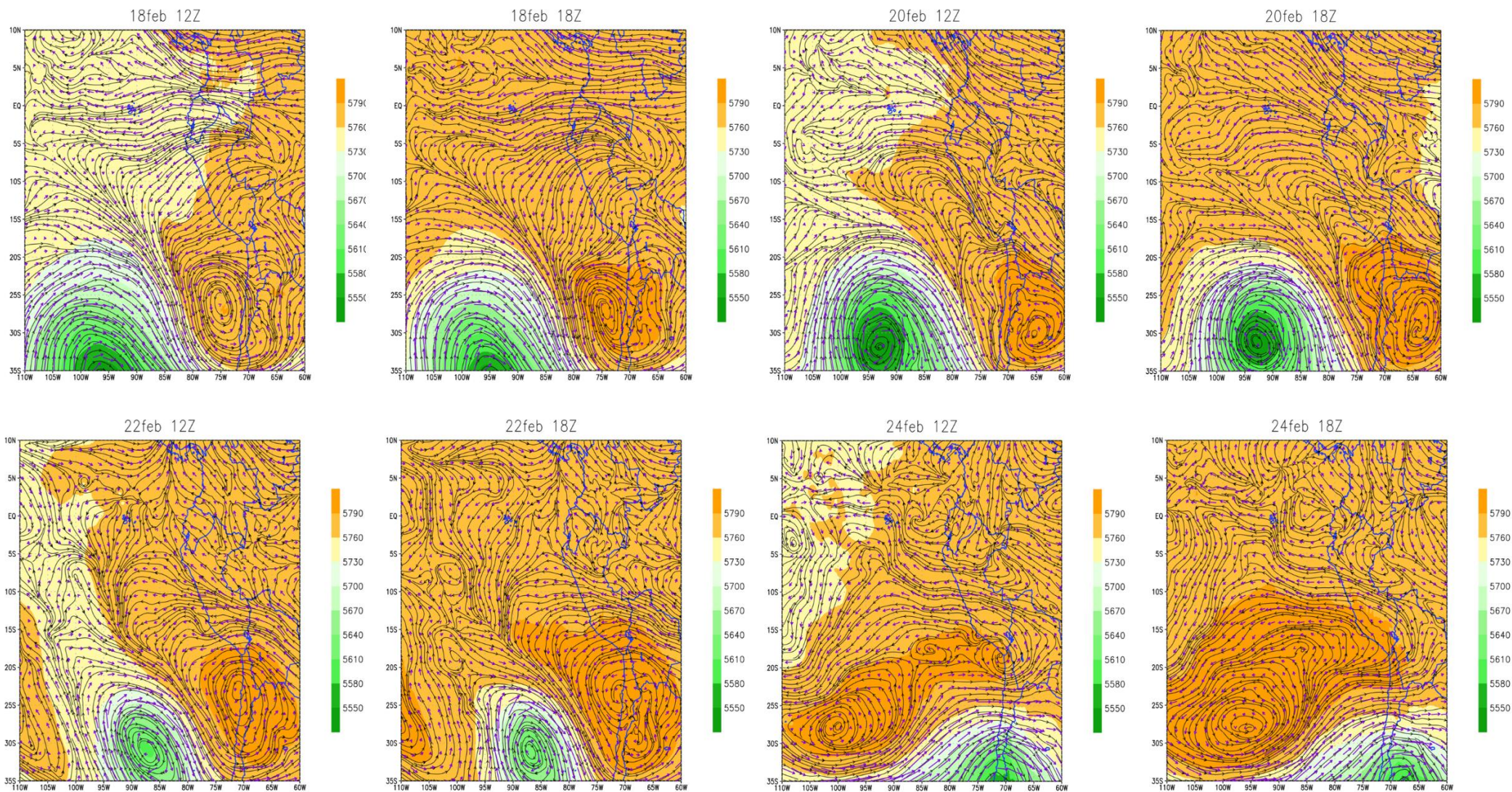


Figura 55: Mapa de altura geopotencial de 500 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 -2016.

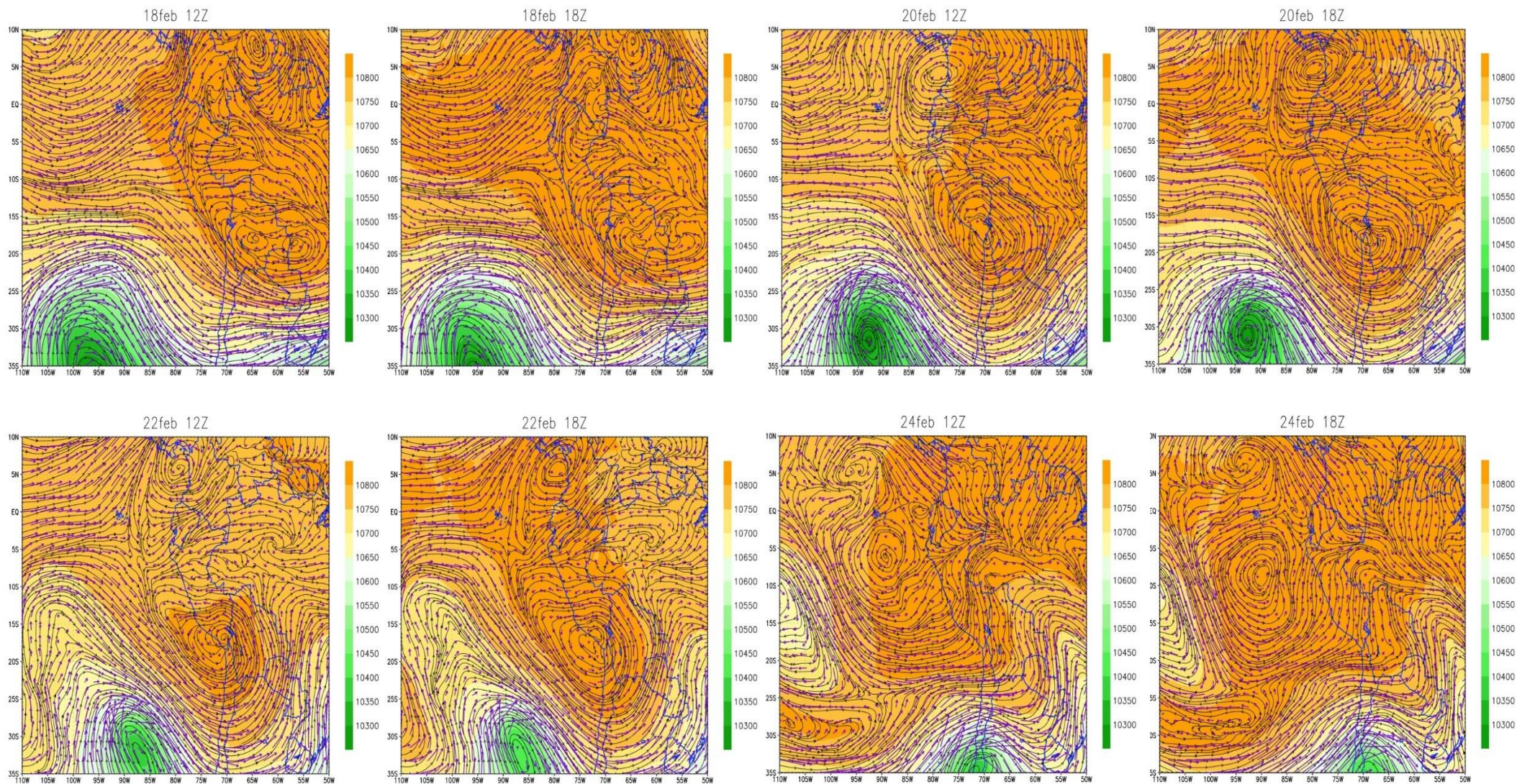


Figura 56: Mapa de altura geopotencial de 250 hPa (sombreado) con líneas de corriente y viento (vector) desde 18 al 24 de febrero de 2016 a las 12 UTC y 18 UTC para el evento ENSO 2015 - 2016.

4.3.2.3. Análisis de estabilidad atmosférica y humedad relativa

En el análisis de los meteogramas para los departamentos de Tumbes , Piura y Lambayeque para el evento ENSO 1997 – 1998, se empezó por la figura 57a para el meteograma de corte vertical de viento se pudo ver para el departamento de Tumbes hacia el día 20 donde empezó el evento de olas de calor, la ocurrencia de viento descendente explicado por la subsidencia, así pues, el día 21 se tuvo que desde el nivel de 850 hPa un ascenso de masa de aire con velocidades de 5 nudos a 15 nudos lo que pudo provocar la convección con esos valores de precipitación explicado por el meteograma de precipitación y el día 23 con un patrón similar de ascenso de aire en los días restantes solo se apreció viento subsidente; en el meteograma de temperatura se vio un descenso de la temperatura hasta el valor de percentil 90 (27.8 °C) hacia el día 21 coincidiendo el día 23 con la ocurrencia de precipitación; en adición el meteograma de precipitación mostró los acumulados del día, finalmente la estimación de la presencia de las temperaturas máximas deben haber sido en la tarde alrededor de las 19 UTC (15:00 horas local) , por ello para tumbes en el análisis del meteograma de humedad relativa y temperatura potencial equivalente se ve que principalmente la disminución brusca de la TPE (Temperatura Potencial Equivalente) en la mañana que indica dos cosas la primera que hubo una disminución brusca de la humedad y segundo la temperatura aumenta haciendo esta capa convectivamente muy estable, es decir que estas disminuciones bruscas están asociados a inversiones por subsidencia, en consecuencia como se aprecia en el figura 57a se vio un disminución brusca de la TPE cerca de superficie entre 375 K (102 °C) a 360 K (87 °C) principalmente en la mañana y hacia el mediodía acumulando aire húmedo y cálido incrementando la temperatura por la tarde, asimismo la humedad varió entre 70 % a 80 %.

En la figura 57b para el departamento de Piura se tuvo vientos descendentes casi todo el día lo que explica la inversión térmica por subsidencia principalmente en la mañana y hacia el mediodía , hacia el día 22 los vientos descendentes fueron provenientes desde la atmósfera media con velocidades entre 15 nudos a 20 nudos lo que supuso un secamiento de la atmósfera baja y manteniendo la humedad atrapada, además el día 23 se presentó viento descendente principalmente en la tarde donde se tuvo valores menores en intensidad entre 1 a 10 nudos, en adición un rango de temperaturas entre 28.2 °C a 29.7 °C, para el 22 y 23 además con valor de temperatura de 27.7 °C incrementando hasta 29.1 °C el día 25 donde la condiciones fueron de viento estable predominante del oeste desde superficie hasta la capa de 700 hPa; en el meteograma de precipitación se presentó valores ligeros por día entre 1

mm a 8.7 mm, complementando se presentó el meteograma de humedad y TPE donde los valores bruscos de aumento se presentó en la mañana y noche indicando que la precipitación debió presentarse hacia el mediodía acumulado la humedad aún más y emitiendo esa energía en la tarde cuando se presentan las temperaturas máximas.

En el caso de Lambayeque la figura 57c mostró ligeros ascensos de masa de aire entre el 21 y 22 lo que conllevó a tener algunas precipitaciones por el aporte de humedad de niveles bajos, otro punto importante, es que entre el 23 al 24 de febrero las ligeras precipitaciones no incidieron en disminuir la temperatura esto es explicado por las precipitaciones que se dieron antes del horario donde se presentan las máximas temperaturas donde no hay incremento significativo de la temperatura. En adición el día 24 se apreció un ascenso de masa aire bloqueado por la subsidencia a nivel de 700 hPa; en el meteograma de temperatura la temperatura del aire superó la temperatura umbral como percentil 90 y así como precipitaciones ligeras, en cuanto al meteograma de humedad y TPE la humedad no se redujo tanto y el patrón de disminución brusca la TPE representó una inversión térmica por subsidencia, en adición en el gráfico de humedad se vio entre 1000 hPa hasta 850 hPa una gran cantidad de humedad entre 80 % a 100 %. Para el análisis del evento ENSO 2015 – 2016 el evento de olas de calor se presentó desde el 18 al 24 de febrero, para ello en la figura 58d empezando por el meteograma de corte vertical de viento en el departamento de Tumbes se tuvo algunos ascensos ligeros de masa el día 19 y 20 mientras los días restantes solo vientos descendentes; sin embargo, por encima de 850 hPa a 700 hPa se encontró una capa estable con vientos descendentes con velocidades entre 10 nudos a 15 nudos disipando la nubosidad, en el meteograma de temperatura se presentó valores de temperatura por encima del umbral y en el caso de las precipitaciones fueron casi nulas salvo el día 23 donde se presentó alguna lluvia que hizo que la temperatura descendiera levemente sin mayor impacto sobre la misma en el caso de los meteogramas de humedad y TPE con disminución brusca de entre 375 K (102 °C) a 355 K (82 °C); mientras que, el 23 y 24 se presentó una ligera a moderada precipitación respectivamente, en consecuencia la humedad acumulada en días anteriores entre 1000 hPa a 700 hPa tuvo un descenso de la humedad en 10 % variando ente 70 % a 80 % en esa capa, asimismo, el grafico de TPE es probable que hacia la noche se haya presentado la precipitación por eso la temperatura mostró una reducción leve.

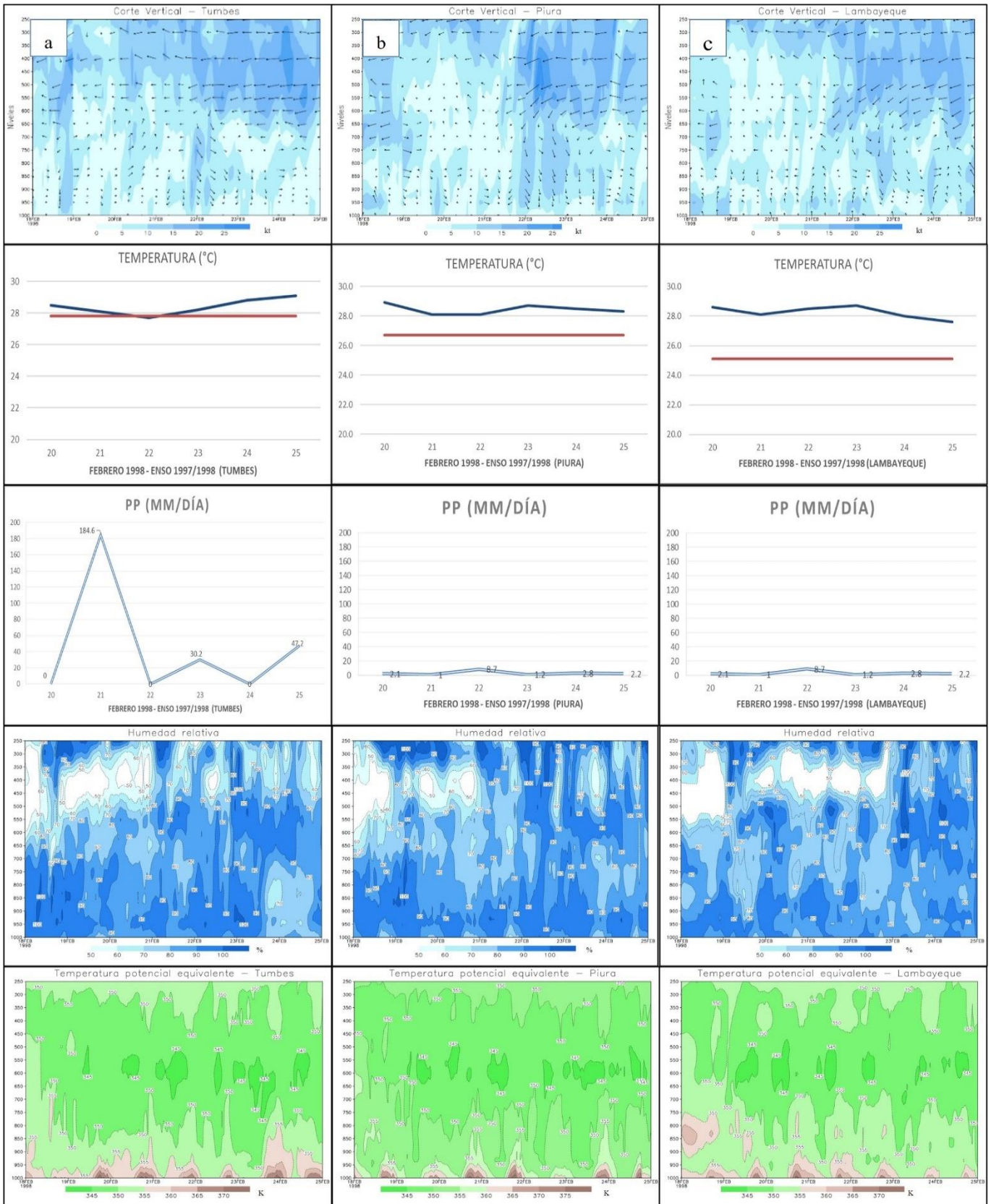


Figura 57: Meteograma (Corte Vertical de viento meridional y zonal, Temperatura, Precipitación, Humedad y Temperatura Potencial Equivalente) con las coordenadas a) Tumbes - Lat. 3.45° S / Lon. 80.3° W, b) Piura - Lat. 4.92° S / Lon. 81.05° W, c) Lambayeque - Lat. 6.73° S / Lon. 79.9° W; ENSO 1997 – 1998.

En el caso del departamento de Piura para la figura 58e se apreció la misma configuración donde por encima de 850 hPa se aprecia vientos descendentes producto de la inversión térmica por subsidencia perdiendo humedad y disipando la nubosidad principalmente en la mañana, a pesar de que en niveles cercanos a superficie en algunos días se vio un ligero ascenso de masa de aire cálido y húmedo, respecto a las temperaturas los valores estuvieron por encima del umbral, en ese sentido el meteograma de precipitaciones mostró casi nulas precipitaciones, salvo el 21 donde se dio el máximo de temperatura en la tarde y una ligera precipitación, en los meteogramas de humedad y TPE se muestra una reducción de la humedad alcanzando valores entre 60 % a 70 %; debido a la inversión térmica se mantuvo la humedad en niveles bajos que a diferencia del evento ENSO 1997 – 1998 la nubosidad juega un rol importante, dado que, la nubosidad fue más frecuente en el evento 1997 – 1998 y en el 2015 – 2016 según el análisis líneas arriba se presentó anomalías de cobertura nubosa durante los meses de enero y febrero, en cuanto a la TPE la disminución es más pronunciado principalmente en horas de la mañana y noche valores entre 385 K (112 °C) a 360 K (87 °C).

Finalmente, en el caso de Lambayeque de manera similar se presentó la inversión térmica por subsidencia en la mañana y hacia el mediodía en el cual los vientos mostraron descensos sobre los 850 hPa, adicionalmente, no ocurrieron precipitaciones llevando a tener temperaturas por encima del umbral, en cuanto al meteograma de humedad y TPE un patrón similar al de Piura y Tumbes con disminución de TPE también considerado como ola de calor según la figura 58f. Complementando el análisis de las cartas sinópticas expuestas líneas arriba se pudo apreciar que la subsidencia en toda la columna vertical provino desde niveles medios hacia niveles bajos de la atmósfera.

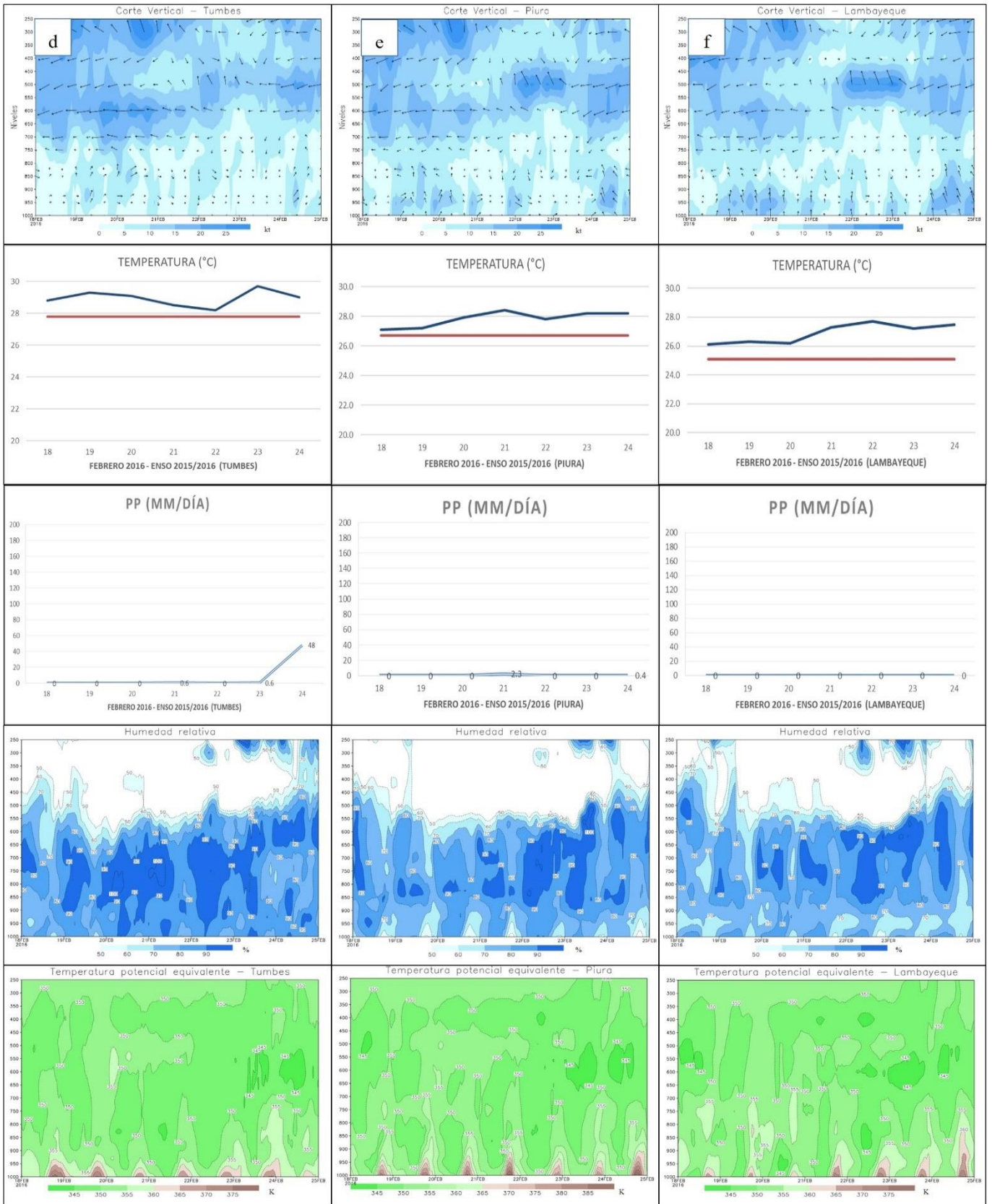


Figura 58: Meteograma (Corte Vertical de viento meridional y zonal, Temperatura, Precipitación, Humedad y Temperatura Potencial Equivalente) con las coordenadas d) Tumbes - Lat. 3.45° S / Lon. 80.3° W, e) Piura - Lat. 4.92° S / Lon. 81.05° W, f) Lambayeque - Lat. 6.73° S / Lon. 79.9° W; ENSO 2015 – 2016.

4.4. Identificación modelo conceptual para predicción de olas de calor

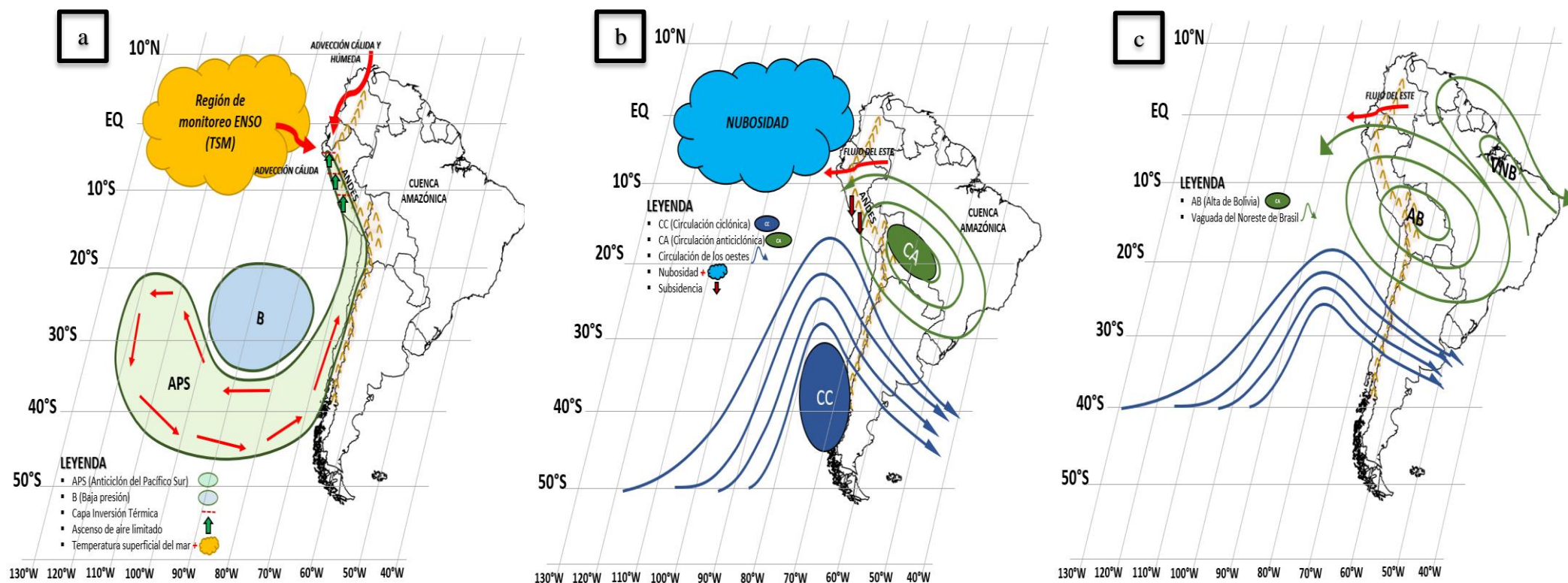


Figura 59: Mapa conceptual de formación de olas de calor en evento 1997 – 1998 a) Superficie, b) Nivel de 500 hPa y c) Nivel de 250 hPa.

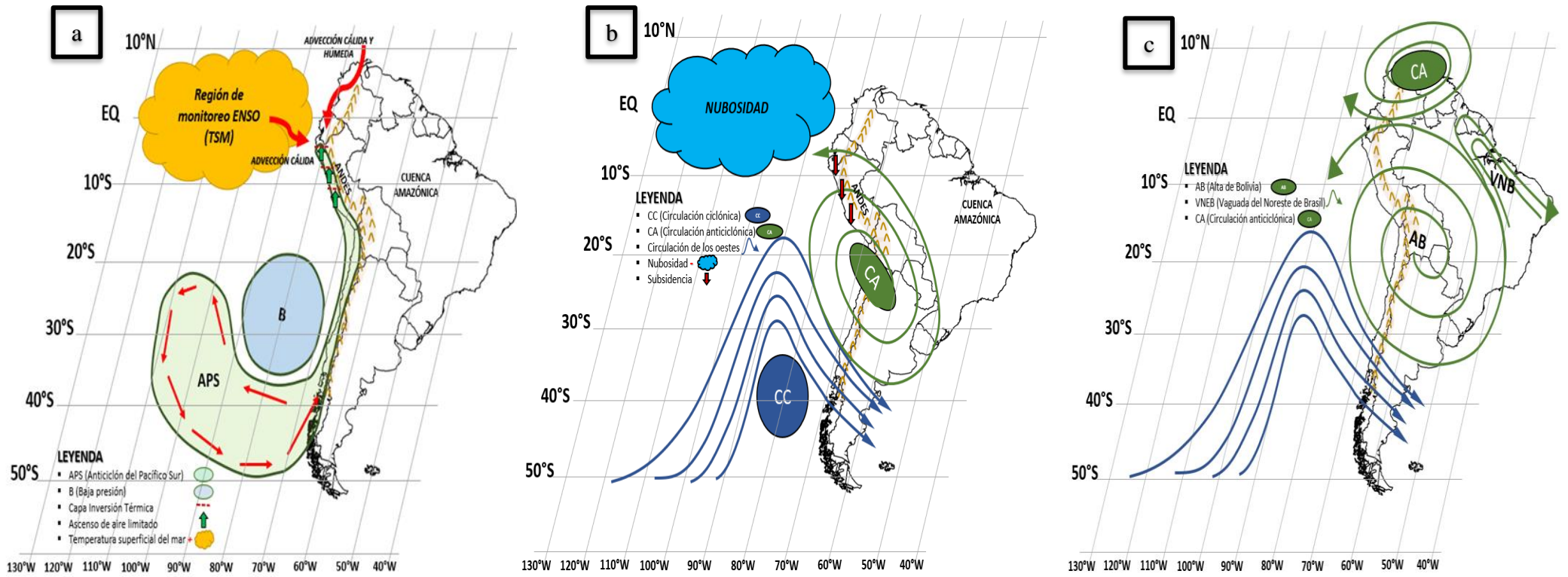


Figura 60: Mapa conceptual de formación de olas de calor en evento 2015 - 2016 a) Superficie, b) Nivel de 500 hPa y c) Nivel de 250 hPa.

V. CONCLUSIONES

Basados en lo objetivos planteados para esta investigación se presenta las siguientes conclusiones:

1. Se identificó una similitud entre los datos con un 95% de confiabilidad, así una agrupación de estaciones con valores más altos (hotspots) en la zona de costa y bajos (coldspots) en el lado oriental después de realizar la autocorrelación espacial con el índice de Moran global y local. Por otro lado, se obtuvo valores del IOC de 0.76 para los eventos ENSO 1997 -1998 y 1.33 para los eventos ENSO 2015 – 2016 para un grupo de 5 meses (diciembre, enero-abril), asimismo, se encontró que los valores positivos del IOC coincidieron con los eventos ENSO extraordinarios como lo fueron de 1982 - 1983, 1997 - 1998 y 2015 – 2016.
2. Con excepción del índice C que obtuvo un valor de -0.47 (moderada correlación negativa), el resto de los índices presentaron valores positivos de +0.5. El coeficiente de correlación lineal de Spearman (IOC vs. TSM) en la región Niño 1+2 y región Niño 3 mostró una alta correlación positiva en el pacífico central mayor de +0.5, es decir que si se incrementa TSM incrementa el IOC.
3. Se concluye que la formación de eventos de olas de calor está condicionada en 500 hPa por el ingreso de la circulación de los oestes sobre la costa, en 700 hPa por el posicionamiento de una circulación anticiclónica induciendo la subsidencia, en 850 hPa por el ingreso anómalo de un flujo cálido y húmedo, y en superficie por la TSM proporcionando la humedad y calentamiento del aire, así como el APS que genera inversión térmica en la mañana y hacia el mediodía que permitiendo mantener la humedad, que luego esta última irradie la energía calorífica almacenada, en la tarde aumentando la temperatura del aire por encima de su normal.
4. Se planteó el ingreso anómalo de una cuña anticiclónica del APS desde la zona sur empezando desde Tacna hasta los 5° S con 80.5° W y 79.5° W abarcando la franja costera de Lambayeque y Piura, y en Tumbes principalmente aumento de temperatura de la TSM.

VI. RECOMENDACIONES

La investigación realizada se realizó con datos de reanálisis del modelo europeo ERA5 con resolución de grilla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ así como datos de información meteorológica, en ese sentido se recomienda lo siguiente.

1. Aplicar la metodología de anomalía estandarizadas para estimar índices relacionados con olas de calor en otros departamentos durante eventos ENSO con índices climáticos adicionales a los usados en esta investigación.
2. Usar otros índices autocorrelación espacial aparte de los métodos utilizados a fin de determinar la relación de los eventos de olas de calor ubicaciones más específicas.
3. Determinar otros posibles mecanismos de formación de olas de calor durante eventos ENSO Modoki o Canónico según sea el caso y su relación con el IOC.
4. Aplicar los resultados obtenidos de este trabajo en temas de vulnerabilidad para obtener el riesgo-impacto que se presenta en la población y/o actividades económicas y sociales del norte del Perú.
5. Utilizar un modelo de meso escalar como MM5 o WRF para identificación mecanismos para la formación de olas de calor en forma más local.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- AEMET. (2018). *Meteoglosario Visual*. AEMET. Obtenido de https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/694_teleconexion
- AEMET. (2018). *Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)*. Obtenido de *MeteoGlosario Visual - Diccionario ilustrado de meteorología*: https://meteoglosario.aemet.es/es/termino/333_zona-de-convergencia-intertropical-zcit
- Allasi Quispe, F. (05 de Enero de 2022). La circulación anticiclónica del océano Pacífico sur. 1 - 9. (D. Paredes, Entrevistador)
- American meteorological society. (30 de Abril de 2021). *Glossary of meteorology*. Obtenido de <https://web.archive.org/web/20061026102309/http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=azores-high1>
- Ancapichún, S., & Garcés-Vargas, J. (2015). Variabilidad del anticiclón subtropical del Pacífico Sudeste y su impacto sobre la temperatura superficial del mar frente a la costa centro- norte de Chile. *Ciencias Marinas*, 41(1), 1 - 20.
- Anselin, L. (1995). Local indicators of Spatial Association - LISA. *Wiley Online Library*, 27(2), 93-115. doi:<https://doi.org/10.1111/j.1538-4632.1995.tb00338.x>
- Ashok, K., Behera, S., Rao, S., Weng, H., & Yamagata, T. (08 de Noviembre de 2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1-27.
- Barrios, J. (2021). *Índices locales del ciclo El Niño Oscilación del Sur para la regiones naturales de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias. Bogotá: Facultad de ciencias.
- Barsugli, J., & Sardeshmukh, P. (2002). Global Atmospheric Sensitivity to Tropical SST Anomalies throughout the Indo- Pacific Basin. (N.-C. C. Center, Ed.) *American Meteorological Society*, 3427-3442. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<3427:GASTTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3427:GASTTS>2.0.CO;2)
- Benavides, J. (1988). *Compendio de geografía del Perú*. Lima: Escuela Nueva S.A.

- Bjerknes, J. (01 de Julio de 1972). Large-scale atmospheric response to the 1964-65 Pacific equatorial warming. *Journal of Physical Oceanography*, 2, 212-217. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1972\)002<0212:LSARTT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1972)002<0212:LSARTT>2.0.CO;2)
- Blanco, J., Carr, M., Thomas, A., & Strub, P. (2002). Hydrographic conditions off northern Chile during the 1996 - 1998 La Niña and El Niño events. *Journal of geophysical research: Oceans*, 107(C3), 3017.
- Bravo López, P. E. (2021). Autocorrelación espacial - Indices para determinar su presencia en datos geográficos: Breve revisión de literatura. (U. d. Azuay, Ed.) *Universidad Verdad*, 1(78), 48-61. doi:<https://doi.org/10.33324/uv.v1i78.351>
- Bueno, H., Fedorova, N., Levit, V., & Rocha, C. (2020). Upper Tropospheric Cyclonic Vortex and Brazilian northeast jet stream over Alagoas state: Circulation patterns and rainfall. *Revista Brasileira de Meteorología*, 35, 745 - 754. Obtenido de <https://www.scielo.br/j/rbmet/a/99XZgv66SVmbPmkMrPKWfHS/?format=pdf&lang=en>
- Cane, M. (16 de Diciembre de 1983). Oceanographic events during El Niño. *Science*, 222(4629), 1189 - 1195.
- Carr, M., Strub, P., Thomas, A., & Blanco, J. (2002). Evolution of 1996 - 1999 La Niña and El Niño conditions off the western coast of south America: A remote sensing perspective. *Journal of geophysical research*, 107(C12), 3236.
- Castillo Galvez, F. (2018). *Olas de calor en la amazonía Peruana*. UNALM. Lima: Facultad de Ciencias.
- Celemín, J. (2009). Autocorrelación espacial e indicadores locales de asociación espacial. Importancia, estructura y aplicación. (U. N. Sur, Ed.) *Revista Universitaria de Geografía*, 18, 11-31. Recuperado el Junio de 2020
- COMET MetedUCAR. (2011). *Introducción a la Meteorología Tropical*. (Corporación Universitaria de Investigación Atmosférica) Recuperado el Mayo de 2020, de https://web.archive.org/web/20150924022827/http://www.goes-r.gov/users/comet/tropical/textbook_2nd_edition/navmenu.php_tab_10_page_3.2.0.htm
- Comité Técnico del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño. (2012). *Definición operacional de los eventos el Niño y la Niña y sus magnitudes en la costa del Perú*. Lima. Obtenido de http://met.igp.gob.pe/elnino/enfen/ICEN-Nota_Tecnica.pdf

- Croquette, M., Eldin, G., Grados, C., & Tamayo, M. (12 de Junio de 2007). On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east Pacific. *Geophysical research letters*, 34(11), 1 - 6.
- Davila Arriaga, C. P. (2016). *Influencia de el Niño oscilación del Sur (ENOS) en la ocurrencia de heladas en el altiplano peruano*. Universidad Nacional Agraria La Molina., Lima. Facultad de Ciencias. Recuperado el Junio de 2020
- Di Liberto, T. (01 de Agosto de 2014). *The Walker Circulation: el compañero atmosférico de ENSO*. Obtenido de <https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/walker-circulation-ensos-atmospheric-buddy>
- DIHIDRONAV. (2013). *Manual de procedimientos para la medicion y procesamiento del viento en superficie*. Normas Técnicas Hidrográficas N° 42, Marina de Guerra del Perú.
- Dijkstra, H. (09 de Enero de 2006). The ENSO phenomenon: theory and mechanisms. (I. f. Research, Ed.) *Advances in Geosciences*, 3-15.
- Donald Ahrens, C. (2009). *Meteorology Today: An introduction to weather, climate, and the enviroment* (Novena Edicion ed.). Belmont: Cengage Learning. Obtenido de <http://skhmet.ir/Library/meteorologytoday-pdf.pdf>
- Edwards, S. (2016). *Meteorología y olas de calor con énfasis en America Latina*. Organizacion Panamericana de la Salud; Organizacion Mundial de la Salud. Recuperado el Mayo de 2020
- Espíndola, J. (2018). *Análisis estadístico de días de calor extremo en el Estado de Sonora*. Tesis doctoral, Universidad de Sonora , Division de Ciencias Exactas y Naturales, Sonora.
- Fuenzalida, R., Schneider, W., Garcés-Vargas, J., & Bravo, L. (26 de Julio de 2008). Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt current. *Journal of Geophysical research*, 113, 1 - 12.
- Fundación Manuel J. Bustamante de la Fuente. (2010). *Cambio climatico en el Perú. Costa Norte*. Lima: Apus Graph Ediciones. Obtenido de <http://www.fundacionmjbustamante.com/wp-content/uploads/2012/06/Cambio-Climatico-Costa-Norte.pdf>
- Garreaud, R., & Rutlant, J. (15 de Abril de 2005). Capa límite marina en el pacífico suroriental subtropical durante el crucero CIMAR 5. *Ciencia y Tecnología del Mar*, 28(1), 25 - 33.

- Garreaud, R., Rutlant, J., Quintana, J., Carrasco, J., & Minnis, P. (01 de Octubre de 2001). CIMAR - 5: A snapshot of the Lower troposphere over the subtropical southeast Pacific. *American Meteorological Society*, 2193 -2208.
- Gilford, M., Vojtesak, M., Myles, G., Bonam, R., & Martens, D. (1992). *South of the Amazon River a climatological study*. Illinois: Environmental Technical Applications Center.
- Glantz, M., & Ramirez, I. (2020). Reviewing the Oceanic Niño Index (ONI) to Enhance Societal Readiness for El Niño's Impacts. *International Journal of Disaster Risk Science*, 394-403. doi:10.1007/s13753-020-00275-w
- Guillen, O., & Zuta, S. (Junio de 1970). Oceanografía de las costeras del Perú. *Instituto del Mar del Perú*, 2(5), 157 - 324.
- Hernandez Lalinde, J. D., Espinosa Castro, J., Peñaloza Tarazona, M., Chacon Rangel, J., Toloza Sierra, C., & Carrillo Sierra, S. (2018). Sobre el uso adecuado del coeficiente de correlación de Pearson: definicion, propiedades y suposiciones. *AVFT*, 37(5), 1-9.
- Holton, J. (2004). *An introduction to dynamic meteorology* (Cuarta ed., Vol. 88). San Diego, EE.UU: ELSEVIER Academic Press.
- Horel, J., & Wallace, J. (01 de Abril de 1981). Planetary - scale atmospheric phenomena associated with Southern Oscillation . *American Meteorological Society*, 813-829. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0813:PSAPAW>2.0.CO;2)
- IMARPE. (2013). *EL NIÑO – OSCILACIÓN DEL SUR*. (Ministerio de la Producción) Obtenido de Instituto del Mar del Perú: http://www.imarpe.pe/imarpe/index.php?id_seccion=I017801000000000000000000
- IMARPE. (2013). *Temperatura superficial del mar y anomalías térmicas, Salinidad Superficial del Mar*. (Ministerio de la Producción) Obtenido de Instituto del Mar del Perú: http://www.imarpe.pe/imarpe/index.php?id_seccion=I017803010300000000000000
- ITE. (Diciembre de 2010). *El fenómeno de la Oscilación del Sur-El Niño (ENSO)*. (Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 2.5 License) Recuperado el Mayo de 2020, de Instituto de Tecnologías Educativas: https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion05/1_el_fenmeno_de_la_oscilacin_del_surel_nio_enso.html
- Kenyon, K. (Abril de 1999). North Pacific High: an hypothesis. *ELSEVIER*, 51(1), 15 -34.

- Kousky, V., & Gan, M. (15 de Diciembre de 1981). Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 538 - 551. doi:<https://doi.org/10.3402/tellusa.v33i6.10775>
- Laboratorio de Ciencias Físicas - NOAA. (s.f.). *Índice ENSO multivariado*. (NOAA, Editor)
- Lao, M., & Lau, N. (15 de Enero de 2017). Heat Waves in southern China: Synoptic behavior, long - term change, and urbanization effects. *American Meteorological Society*, 30, 703 - 720.
- Lau, M., & Yang, S. (2003). Walker Circulation. *ELSEVIER*, 2505 - 2605.
- Lenters, J. D., & Cook, K. H. (1997). On the origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 24.
- Lenters, J., & Cook, H. (01 de Marzo de 1997). On the origin of the Bolivian High and related Circulation features of the South American Climate. *American Meteorological Society*, 54, 656 - 678. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2)
- Lindsey, R. (05 de Febrero de 2013). In watching for El Niño and La Niña, NOAA adapts to global warming. Recuperado el 03 de 01 de 2022, de <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/watching-el-ni%C3%B1o-and-la-ni%C3%B1a-noaa-adapts-global-warming>
- Luo, M., & Lau, N. (11 de Diciembre de 2017). Synoptic characteristics, atmospheric controls, and long-term changes of heat waves over the Indochina Peninsula. *Springer*, 1-9.
- Luo, M., & Lau, N. (28 de Junio de 2018). Amplifying effect of ENSO on heat waves in China. *Springer*, 52, 3277 - 3287.
- Martin, L. M. (2018). *Meteorología* (1 ed.). Madrid: Artes graficas.
- Mazarella, A., Giuliacci, A., & Scafetta, N. (2012). Quantifying the Multivariate ENSO Index (MEI) coupling to CO2 concentration and to the length of day variations. *Springer*, 601-607.
- Montealegre Bocanegra, J. E. (2009). *Estudio de la variabilidad climática de la precipitación en Colombia asociada a procesos oceánicos y atmosféricos de meso y gran escala*. Informe final, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogota.

- Morte Sarmiento, L. (2018). *Modelos lineales generalizados Modelos con coeficientes de variacion constante y otros*. Universidad Zaragoza. Zaragoza: Facultad de Ciencias. Obtenido de <https://zaguan.unizar.es/record/76354/files/TAZ-TFG-2018-4745.pdf>
- Mosquera, K. (01 de Enero de 2014). Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico. *Boletín Técnico "Generación de modelos climaticos para el pronostico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño"*, 1(1), 1-4.
- NCAR. (Octubre de 2018). *Climate Data Guide Niño SST Indices*. Obtenido de <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/nino-sst-indices-nino-12-3-34-4-oni-and-tni>
- Newell, R., & Weare, B. (24 de Diciembre de 1976). Factors governing tropospheric mean temperature. *Science*, 194, 1413-1414. doi:DOI: 10.1126/science.194.4272.1413
- NOAA. (2000). *¿Qué es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS)?* Recuperado el Mayo de 2020, de National Oceanic and Atmospheric Administration: <https://www.weather.gov/mhx/ensowhat>
- NOAA. (13 de Mayo de 2019). *North Pacific High*. Obtenido de <https://forecast.weather.gov/glossary.php?word=north+pacific+high>
- Norte, F., Seluchi, M., Gomes, J., & Simonelli, S. (Noviembre de 2007). Análisis de una ola de calor extrema en la región subtropical de América del Sur. *Revista Brasileira de Meteorología*, XXII(3), 373-386.
- O'Carroll, A. G., M. Armstrong, E., M. Beggs, H., S. Casey, K., K. Corlett, G., J. Donlon, C., . . . Karagali, L. (20 de Agosto de 2019). Observational Needs of Sea Surface Temperature. (S. Speich, Ed.) *Frontiers in Marine Science*. doi:10.3389/fmars.2019.00420
- OMM. (2017). *Directrices de la Organización Meteorológica Mundial sobre la generación de un conjunto definido de productos nacionales de vigilancia del clima*. Organización Meteorológica Mundial.
- OMM. (2018). *Guía de Instrumentos y métodos de observación (Vol. V)*. Organización Meteorológica Mundial. Recuperado el 03 de Junio de 2020
- Palmer, C. E. (1951). On high-level cyclones originating in the tropics. *Transactions of American Geophysical Union*. Recuperado el Junio de 2020
- Quispe, N. (Octubre de 2004). Vórtice ciclónico en bajos niveles, Caso estudio 09 de febrero 2004. 10. Obtenido de <https://senamhi.gob.pe/load/file/01401SENA-28.pdf>
- Ramirez, L. (Setiembre de 2015). Autocorrelación Espacial: Analogías y diferencias entre el índice de Moran y el índice de Getis y Ord. *ResearchGate*, 1 - 14.

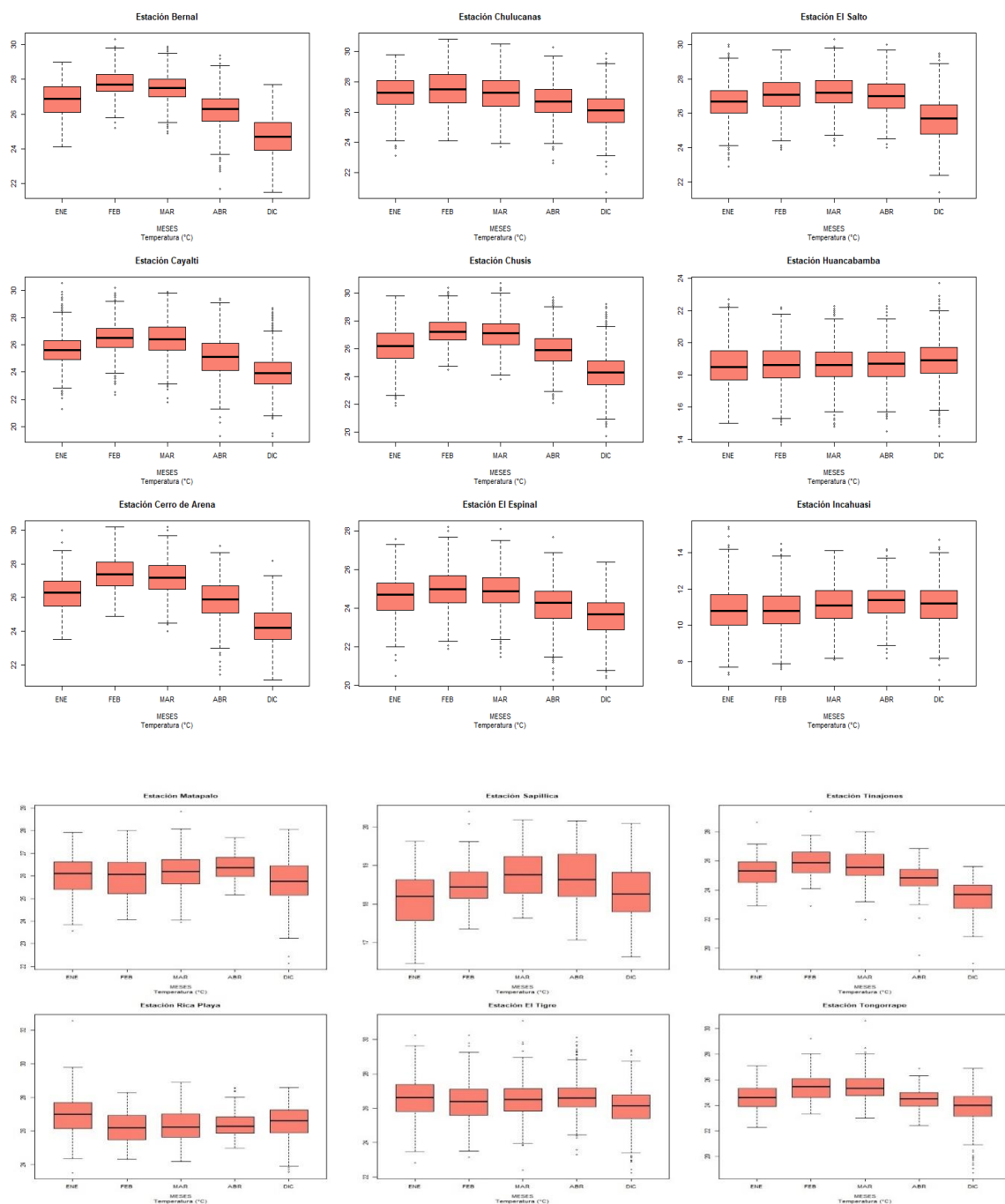
- Ramirez, M. (1996). Climatic Patterns of Upper Level Cyclonic Vortex over Northeast Brazil. (I. N. Espaciais, Ed.) Obtenido de <https://library.metoffice.gov.uk/Portal/Default/en-GB/RecordView/Index/178562>
- Ramos, Y. (Agosto de 2015). Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenomeno El Niño. *Instituto Geofísico del Perú*, 2(8), 6. Obtenido de http://met.igp.gob.pe/publicaciones/Divulgacion_PPR_El_Nino_IGP_201508.pdf
- Rasmusson, E., & Carpenter, T. (01 de Mayo de 1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Niño. *American Meteorological Society*, 110(5), 354 - 384.
- Restrepo, L., & Gonzales, J. (Junio de 2007). De Pearson a Spearman. *Colombia de Ciencias Pecuarias*, 20(2), 183-192.
- Rojas, P., Montealegre, J., Robertson, k., Ceballos, J., Martinez, N., & Ñanez, E. (2011). *El medio ambiente en Colombia*. (IDEAM, Ed.) Bogotá, Colombia.
- Rusell, J., Dale, M., & Mcleod, I. (1992). Combined Southern Oscillation index and Sea Surface Temperatures as Predictors of Seasonal Rainfall. (D. o. Crops, Ed.) 331-337. Obtenido de <https://icoads.noaa.gov/Boulder/Boulder.Russell.pdf>
- Salazar, C., & Del Castillo, S. (2018). *Fundamentos Básico de Estadística*.
- SAM. (2020). *Glosario de Meteorología*. (American Meteorological Society) Recuperado el Mayo de 2020, de Sociedad Americana de Meteorología: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Equatorial_trough
- SENAMHI. (2021). *Climas del Perú*. SENAMHI.
- Siabato, W., & Guzmán - Manrique, J. (Diciembre de 2018). La autocorrelación espacial y el desarrollo de la geografía cuantitativa. *Cuadernos de geografía: Revista colombiana de geografía*, 28(1), 1 - 22.
- Simoes dos reis, N., Tissot, N., & Teleginski, S. (21 de Mayo de 2019). Characterization and spatial coverage of heat waves in subtropical Brazil. *Atmosphere*, 10(284), 1 - 15.
- Strub, P., Mesías, J., Rutlant, J., Montecino, V., & Salinas, S. (1998). Coastal ocean circulation off western south America. En *The sea* (Vol. 11, págs. 273 - 313). Valparaiso.
- Takahashi, K. (2014). Variedades de El Niño. *Generación de modelos climaticos para el pronostico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño*, 1(2), 4 - 7. Lima, Perú.
- Takashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., & Dewitte, B. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38, 1-5. doi:10.1029/2011GL047364

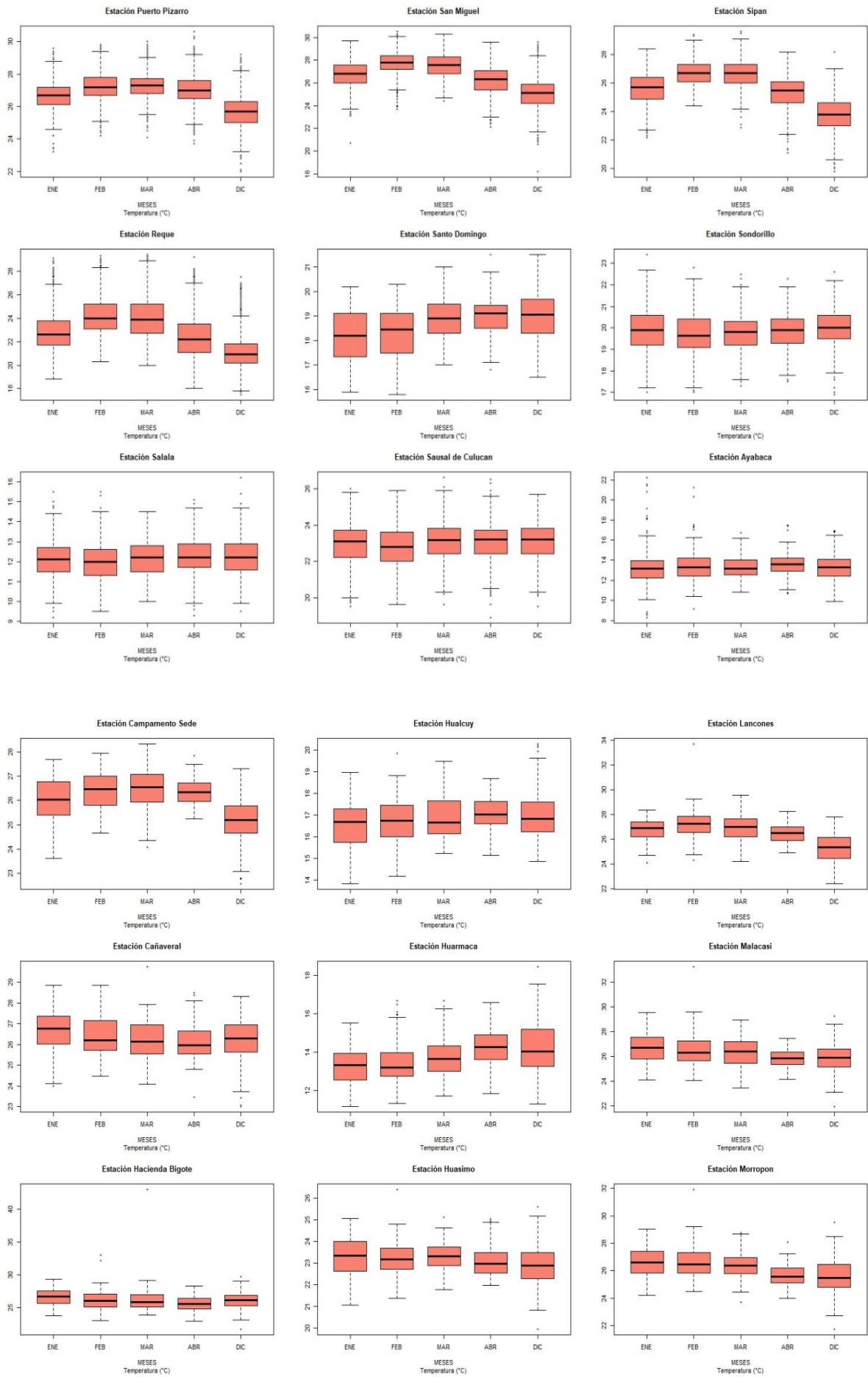
- The free encyclopedia. (02 de Enero de 2022). *Azores High*. Obtenido de https://wikimili.com/en/Azores_High
- The University Corporation for Atmospheric Research. (01 de Enero de 2008). *Introducción a las corrientes oceanicas* .
- The University Corporation for Atmospheric Research. (2018). *Meted-Ucar*. Obtenido de https://www.meted.ucar.edu/instrumentation/pressure_es/index.htm
- The University Corporation for Atmospheric Research. (18 de Abril de 2019). *Meteorología básica: Introducción a los océanos terrestres*. Obtenido de https://www.meted.ucar.edu/intromet/oceans_es/
- University Corporation for Atmospheric Research. (15 de Marzo de 2016). *Introducción a la meteorología tropical*. (M. Ucar, Editor) Obtenido de https://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition_es/navmenu.php?tab=4&page=2.1.0
- Urrea P., A. D. (2018). *Dirección de Seguridad Operacional Aeroclub de Colombia*. Recuperado el 12 de Mayo de 2020, de Teledetección de la ZCIT.
- Van Loon, H., Taljaard, J., Sasamori, T., London, J., Hoyt, D., Labitzke, K., & Newton, C. (1972). *Meteorology of the southern hemisphere*. (C. Newton, Ed.) American Meteorological Society.
- Virji, H. (01 de Marzo de 1981). A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *American Meteorological Society*, 109, 599 - 610. doi:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0599:APSOST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0599:APSOST>2.0.CO;2)
- Wallace, J. (21 de Mayo de 1992). Effect of deep convection on the regulation of tropical sea surface temperature. *Nature*, 357, 230-231. doi:<https://doi.org/10.1038/357230a0>
- Weng, H., & Behera, S. (s.f.). Anomalous winter climate conditions in the pacific rim during recent.
- Wilks, D. S. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric* (Segunda Edicion ed.). (D. o. Sciences, Ed.) California, EE.UU: ELSEVIER.
- WMO. (2015). *Guidelines on the definition and monitoring of extreme weather and climate events*. WMO. Recuperado el Junio de 2020
- Wolter, K., & Timlin, M. (2011). El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index. *Royal Meteorological Society*, 1074-1087. Obtenido de <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/epdf/10.1002/joc.2336>

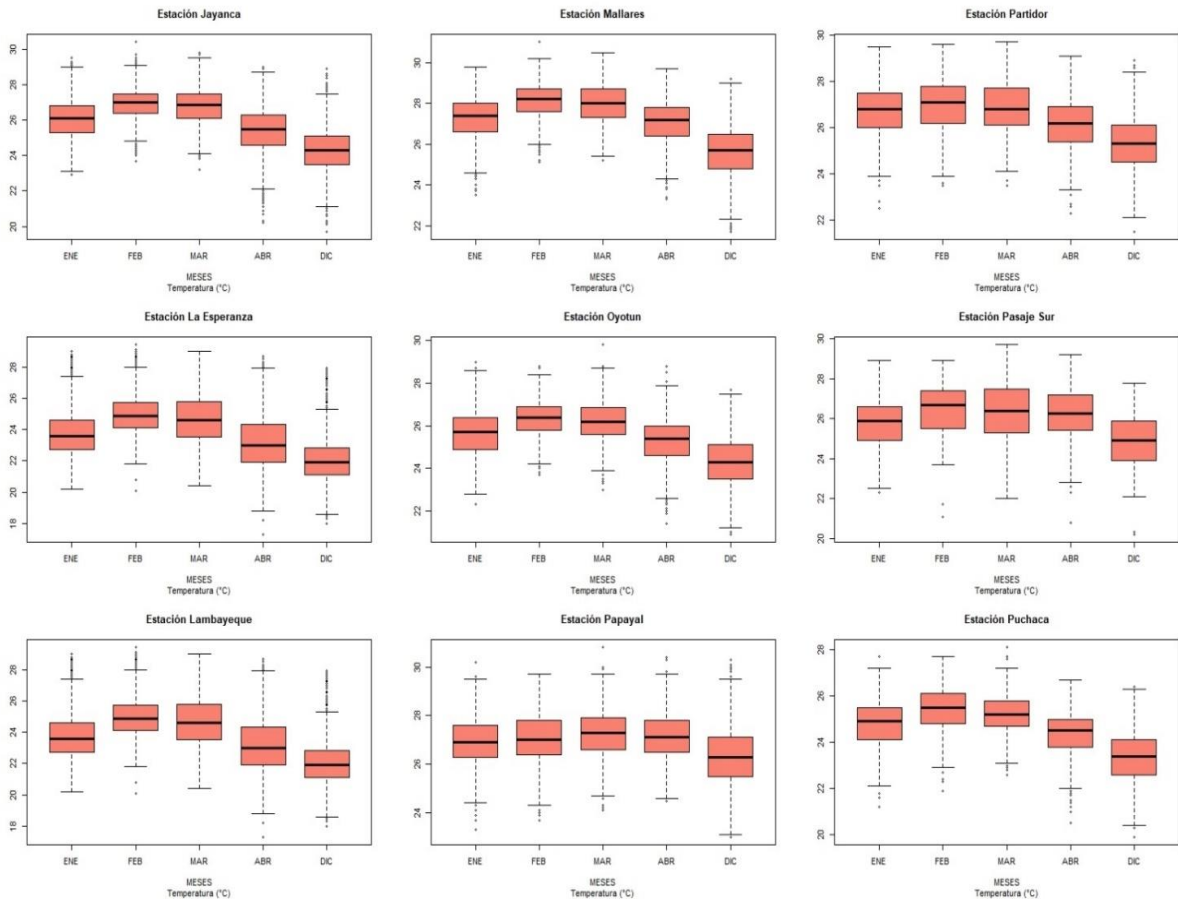
- Wyrski, K. (julio de 1975). Review on ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 13(3), 601-603.
- Xiaolu, Y., Konopka, P., Ploeger, F., Tao, M., Muller, R., Santee, M., . . . Riese, M. (2018). El Niño Southern Oscillation influence on the Asian summer monsoon anticyclone. *Researchgate*, 8079-8096. doi:10.5194/acp-18-8079-2018
- Zommers, Z., & Alverson, K. (2018). Resilience The Science of Adaptation to Climate Change. *ELSEVIER*, 1-376. Obtenido de <https://www.elsevier.com/books/T/A/9780128118917>

VIII. ANEXOS

Anexo 1: Diagrama de cajas de las estaciones meteorológicas en el periodo 1979 – 2018 con respecto a la temperatura del aire.







Anexo 2: Histogramas de las estaciones meteorológicas para el periodo 1979 – 2018.

