

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS



**“ESTUDIO DEL FENÓMENO EL NIÑO EN LA REGIÓN 1+2
DURANTE EL 2017 USANDO EL MODELO REGIONAL WRF
E ÍNDICE ATMOSFÉRICO”**

Presentada por:

Randall Hell Vargas Pradinett

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Lima – Perú

2019

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

FACULTAD DE CIENCIAS

**“ESTUDIO DEL FENÓMENO EL NIÑO EN LA REGIÓN 1+2
DURANTE EL 2017 USANDO EL MODELO REGIONAL WRF
E ÍNDICE ATMOSFÉRICO”**

Presentada por:

Randall Hell Vargas Pradinett

Tesis para Optar el Título Profesional de:

INGENIERO METEORÓLOGO

Sustentada y aprobada por el siguiente jurado:

Mg. Sc. Eusebio Cisneros Tarmeño
PRESIDENTE

Ing. Franklin Unsihuay Tovar
MIEMBRO

Lic. Fis. Héctor Huísacaina Soto
MIEMBRO

Mg. Sc. Victoria Calle Montes
ASESORA

DEDICATORIA

A mis padres Hell Vargas Chavez y Elisa Maricelly Pradinett Hernandez por todo el apoyo incondicional que me brindaron a lo largo de todos mis estudios y ser motivación cada día.

AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias al Dr. Brandt Maxwell por haberme impulsado en realizar la presente tesis, por su constante apoyo y asesoría a lo largo de este proceso. Gracias por estar pendiente del avance de esta investigación.

Muchas gracias a la Dr. Carmen Velezmoro por haberme concedido el permiso al supercomputador, ya que sin su apoyo no hubiese sido posible obtener los resultados de esta tesis.

Muchas gracias a la Msc. Victoria Calle Montes por la asesoría brindada y su constante ánimo. Sin sus consejos y apoyo hubiese sido difícil terminar esta tesis.

Miles de agradecimientos al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología por su colaboración con respecto a la información meteorológica. De igual forma, un agradecimiento para el Fis. Gerardo Jácome y la Ing. Teresa García.

Quisiera agradecer también a todos mis amigos de la carrera que me motivaron constantemente a seguir avanzando con este trabajo y me brindaron bastante apoyo emocional. Un agradecimiento especial a Rossío Liñan, Leidy Ayuque y Marcelo Cervantes por todo su apoyo y por estar pendiente de que terminara esta tesis.

Finalmente, quisiera agradecer también al jurado calificador porque sus valiosos consejos y sugerencias hicieron que esta tesis vaya mejorando con cada revisión.

“Siento una enorme gratitud por aquellos que me dijeron no, gracias a ellos lo hice yo mismo”

Albert Einstein

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN

ABSTRACT

I. INTRODUCCIÓN 1

II. REVISION DE LA LITERATURA 3

2.1. FUENTES DE VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL..... 3

2.1.1. OSCILACIÓN MADDEN-JULIAN (OMJ) 3

2.1.1.1. ESTRUCTURA ESPACIAL Y TEMPORAL BÁSICA DE LA OMJ..... 4

2.1.1.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN Y MODULACIÓN DE LA OMJ..... 5

2.1.2. ONDAS KELVIN 8

2.1.3. ONDA KELVIN OCEÁNO-ATMOSFÉRICA..... 9

2.2. FUENTES DE VARIABILIDAD INTERANUAL..... 9

2.2.1. EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR (ENOS)..... 9

2.2.2. DESCRIPCIÓN DE LA CIRCULACIÓN DE WALKER 10

2.2.3. EVOLUCIÓN DEL FENÓMENO ENOS..... 11

2.2.4. ÍNDICES PARA OBSERVAR LA EVOLUCIÓN DE ENOS..... 12

2.2.4.1. ÍNDICES OCÉANICOS 13

2.2.4.2. ÍNDICES ATMOSFÉRICOS..... 15

2.2.5. IMPACTOS CLIMÁTICOS RELACIONADOS CON ENOS 17

2.2.6. PREDICCIÓN DE ENOS 19

2.3. PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA EN SUDAMÉRICA..... 21

2.3.1. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT) 21

2.3.2. ANTICICLÓN DEL PACÍFICO SUR-ORIENTAL (APSO)..... 23

2.4. EL NIÑO COSTERO 24

2.4.1. DESARROLLO..... 24

2.4.2. ORIGEN 24

2.4.3. CAUSAS 25

2.4.4. INFLUENCIA DE LOS VIENTOS ALISIOS 25

2.4.5. JET DE NIVELES BAJOS DEL CARIBE (CLLJ)..... 26

2.4.6. CONTRACORRIENTE ECUATORIAL 27

2.5. MODELOS DE PREDICCIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO	28
2.6. MODELO REGIONAL WRF.....	32
2.6.1. PARAMETRIZACIONES DEL MODELO WRF	33
2.6.2. ESTRUCTURA DEL MODELO WRF.....	34
2.6.3. GRILLA HORIZONTAL DEL MODELO WRF	36
2.6.4. GRILLA VERTICAL Y COORDENADAS VERTICALES DEL MODELO WRF	38
2.7. VALIDACION DE MODELOS DE PREDICCIÓN NUMERICA.....	40
2.7.1 PRUEBAS ESTADISTICAS PARA VALIDACIÓN DE DATOS OBTENIDOS POR EL MODELO WRF Y ECMWF	40
2.7.2. PRUEBAS ESTADISTICAS PARA VALIDACION DE LOS DATOS OBTENIDOS A PARTIR DEL MODELO WRF	43
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	52
3.1. ÁREA DE ESTUDIO.....	52
3.2. MATERIALES REQUERIDOS PARA LA INVESTIGACIÓN.....	54
3.2.1. INFORMACIÓN DE PRESIÓN OBSERVADA	54
3.2.2. INFORMACION DE PRESIÓN OBSERVADA GENERADA POR EL MODELO WRF	54
3.2.3. INFORMACIÓN DE PRESIÓN CLIMATOLÓGICA	56
3.2.4. SOFTWARES.....	57
3.3. ENFOQUE METODOLÓGICO.....	57
3.3.1. METODOLOGÍA PARA DETERMINAR EL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC.	58
CREACIÓN DEL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC	68
3.3.2. METODOLOGIA PARA CUANTIFICAR LA INTENSIDAD DE EL NIÑO EN LA REGION 1+2 USANDO EL IONC	69
3.3.3. METODOLOGIA PARA EVALUAR LA INFLUENCIA DEL JET DE NIVELES BAJOS DEL CARIBE EN EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO.....	69
3.3.4. METODOLOGIA PARA ANALIZAR LA SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DE 1925 Y EL DEL 2017.....	70
3.3.5. SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DEL 1925 Y EL NIÑO COSTERO DEL 2017	70

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	71
4.1. RESULTADOS PARA LA DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC UTILIZANDO EL MODELO ATMOSFERICO WRF Y ECMWF	71
4.1.1. VALIDACION ESTADISTICA DEL MODELO WRF	71
4.1.2. ANOMALÍAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA	77
4.1.3. PRUEBA ESTADISTICA PARA LAS ANOMALIAS DE PRESIONES DUARANTE EL 2016 Y 2017	81
4.1.4. PRUEBA ESTADISTICA PARA LAS ANOMALIAS DE PRESIONES DURANTE EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO.....	88
4.1.5. DETERMINACIÓN DE ÍNDICE ATMOSFÉRICO ÍNDICE DE OSCILACIÓN NIÑO COSTERO.....	92
4.2. RESULTADOS PARA CUANTIFICAR LA INTENSIDAD DE EL NIÑO EN LA REGION 1+2 USANDO EL IONC	96
4.3. RESULTADOS PARA EVALUAR LA INFLUENCIA DEL JET DE NIVELES BAJOS DE EL CARIBE EN EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO	101
4.4. RESULTADO PARA ANALIZAR LA SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DE 1926 Y EL DEL 2017	104
4.4.1. ANOMALIA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DE 1925 ...	104
4.4.2. ANOMALIA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DEL 2017 .	107
V. CONCLUSIONES	110
VI. RECOMENDACIONES	112
VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
VIII ANEXOS	121

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Diferencias entre el WRF-EMS, WRF-ARW Y WRF-NMM	33
Tabla 2: Elementos principales del procesador WPS	34
Tabla 3: Elementos principales del procesador WRF	35
Tabla 4: Análisis de Varianza	51
Tabla 5: Conjunto de datos extraídos del modelo WRF	55
Tabla 6: Semejanzas y diferencias entre las zonas de estudio, Clipperton-Lobos y Tahití-Darwin.....	57
Tabla 7: Características de los datos de entrada	59
Tabla 8: Configuración general elegida en el modelo	61
Tabla 9: Opciones de física elegidas en el modelo WRF	62
Tabla 10: Hora de inicio y fin para cada pronóstico.....	63
Tabla 11: Características del superordenador utilizado para la simulación.....	64
Tabla 12: Comportamiento del IONC	69
Tabla 13: Índice de Oscilación del Sur (IOS) para Bienio 1925-1926.....	70
Tabla 14: Presiones atmosféricas a nivel del mar obtenido con WRF	72
Tabla 15: Climatología de presiones atmosféricas a nivel del mar obtenidas con ECMWF.....	73
Tabla 16: Presiones obtenidas con el modelo WRF y ECMWF en la isla Lobos de Afuera.....	75
Tabla 17: Presiones obtenidas con el modelo WRF y ECMWF en la isla Clipperton	76
Tabla 18: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la Isla Lobos de Afuera..	78
Tabla 19: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la Isla Clipperton	79
Tabla 20: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton.....	81
Tabla 21: Análisis de varianzas (ANOVA) del modelo de regresión lineal simple.....	84
Tabla 22: Residuos del modelo de regresión lineal simple	86
Tabla 23: Resultado del estadístico Durbin-Watson.....	87
Tabla 24: Análisis de varianzas (ANOVA) del modelo de regresión lineal simple.....	90
Tabla 25: Residuos del modelo de regresión lineal simple	91
Tabla 26: Resultado del estadístico Durbin-Watson.....	91
Tabla 27: Estandarización de las presiones a nivel del mar en la isla Lobos de	

Afuera y Clipperton.....	93
Tabla 28: Determinación del Índice de Oscilación Niño Costero	95

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Representación del movimiento hacia el este de la Onda Madden Julian	3
Figura 2: Representación esquemática de la estructura del viento a gran escala de la OMJ El símbolo de nube indica el centro de la convección.	7
Figura 3: Mapa de anomalías de altura del nivel 200hPa (isóbaras), de viento (vectores) y precipitación (colores).	8
Figura 4: Condiciones El Niño durante el verano en el hemisferio sur diciembre a febrero utilizando temperatura superficial del mar	10
Figura 5: Circulación Walker en invierno entre diciembre y febrero para el hemisferio norte, con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior	11
Figura 6: Regiones El Niño, definidas por la comunidad científica internacional	14
Figura 7: Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)	22
Figura 8: Anticiclón del Pacífico Sur Oriental en el mes de verano austral.....	23
Figura 9: Contracorriente Ecuatorial: Hacia abajo Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC)	28
Figura 10: Modelo de Predicción Numérica del Tiempo	29
Figura 11: Representación del planeta por modelos numéricos	30
Figura 12: Representación de un modelo regional anidado a un modelo global	32
Figura 13: Grilla horizontal tipo Arakawa C del modelo WRF	36
Figura 14: Grilla horizontal con anidamiento de proporción 3:1	37
Figura 15: Coordenadas Verticales del Modelo WRF	39
Figura 16: Grilla vertical del modelo WRF	39
Figura 17: Área de estudio, isla Lobos de Afuera (2) y la isla Clipperton, Polinesia Francesa (1), centro de la malla de estudio (1 color amarillo)	52
Figura 18: Dimensiones del dominio padre con centro en (1) y del anidamiento con centro en (2).....	60
Figura 19: Extracción de data climatológica del modelo ECMWF	67
Figura 20: Serie de Tiempo de anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton durante el 2016 y 2017	80
Figura 21: Ecuación de regresión lineal simple de las anomalías de presiones y la distribución de sus errores	83

Figura 22: Ecuación de regresión lineal simple de las anomalías de presiones. y la distribución de sus errores	89
Figura 23: Análisis temporal del Índice de Oscilación Niño Costero durante el 2016 y 2017	97
Figura 24: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Diciembre del 2016.	98
Figura 25: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Enero del 2017.....	98
Figura 26: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Febrero del 2017.....	99
Figura 27: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Marzo del 2017.....	99
Figura 28: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Abril del 2017.....	100
Figura 29: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Diciembre del 2016.	101
Figura 30: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Enero del 2017.	102
Figura 31: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Febero del 2017	102
Figura 32: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Marzo del 2017.	103
Figura 33: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Abril del 2017..	103
Figura 34: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Diciembre de 1925	104
Figura 35: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Enero de 1926..	105
Figura 36: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Febrero de 1926	105
Figura 37: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Marzo de 1926.	106
Figura 38: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Abril de 1926...	106
Figura 39: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Diciembre del 2016.	107
Figura 40: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Enero del 2017.	108
Figura 41: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Febrero del 2017.	108
Figura 42: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Marzo del 2017.	109
Figura 43: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Abril del 2017..	109

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: Archivo namelist.wps	121
ANEXO 2: Archivo namelist.input.....	122
ANEXO 3: Archivo namelist.arwpost	123
ANEXO 4: Código para calcular la tabla ANOVA de un grupo de datos	124

RESUMEN

Los modelos de predicción numérica regionales son de amplio uso hoy en día ya que pueden simular el comportamiento de la atmósfera a un nivel de mesoescala enfocándose en un determinado lugar del mundo, por eso se conocen también como modelos de mesoescala. El modelo Weather Research Forecast (WRF) es un modelo de mesoescala de última generación desarrollado en EE.UU. Al ser un modelo comunitario, el código fuente del modelo puede ser descargado desde internet en forma gratuita, lo que permite tener una tecnología sofisticada al alcance de cualquier usuario; sin embargo el manejo de este tipo de modelos requiere de un adiestramiento adecuado. Para el uso de un modelo de mesoescala sobre una determinada zona primero se debe verificar si el modelo tiene un buen comportamiento sobre esa zona, sobre todo si se pretende usar un modelo en zonas de alta variabilidad topográfica. De este modo, el objetivo principal del presente estudio fue calcular un índice atmosférico denominado Índice de Oscilación Niño Costero (IONC) en base a presiones atmosféricas a nivel del mar obtenidas con el modelo WRF a una resolución espacial de 13 km, tomando como referencia dos islas, la isla Lobos de Afuera (6°S y 80°W) y la isla Clipperton (10°N 109°W) y con ello verificar el desarrollo de El Niño Costero cuya acción se desarrolló desde diciembre del 2016 hasta abril del 2017, para ello se realizó una simulación atmosférica para el año 2016 y 2017 con el objetivo de tener una mayor cantidad de datos que haga más fiable el análisis estadístico y análisis temporal del IONC. Entendiendo finalmente los factores que dieron origen a El Niño Costero.

Palabras clave: Niño Costero, Índice de Oscilación Niño Costero, Modelo de predicción numérica del tiempo, modelo WRF, núcleos, procesador, simulación atmosférica, validación, verificación, umbral de temperatura superficial del mar, estandarización de presiones atmosféricas a nivel del mar.

ABSTRACT

Nowdays regional numerical weather prediction models have a wide utility because they can simulate the behavior of the atmosphere focusing over a determined place of the world at a mesoscale level, this is why they are also known as mesoscale models. The model Weather Research Forecast (WRF) is a mesoscale community state-of-the-art model developed in United States. Being WRF a community model, WRF is an open-source-code model downloadable from internet freely, allowing everyone to make use of this sophisticated technology, although the use of this kind of models requires a specialized training. First of all the use of mesoscale models over a determined zone requires to prove that the model has an appropriate behavior over that zone, especially on places which have a high topographic variability.

Thus, the main objective of the present study was to calculate an atmospheric index called the Coastal Child Oscillation Index (IONC) based on atmospheric pressures at sea level obtained with the WRF model, taking as reference two islands, the island Lobos de Afuera (6° S and 80° W) and the island Clipperton (10° N 109° W) and thus verify the development of El Niño Costero whose action was made for December 2016 until April 2017, for which a simulation was carried out atmospheric for the year 2016 and 2017 with the aim of having a greater amount of data which makes the statistical analysis and temporary analysis of the IONC more reliable. Finally understanding the factors that gave rise to El Niño Costero

Key words: Niño Costero, Index Oscilation Niño Costero, Numerical weather prediction model, WRF model, cores, processor, atmospheric simulation, validation, verification, sea surface temperature threshold, standardization of atmospheric pressures at sea level.

I. INTRODUCCIÓN

El Niño en la región 1+2; denominado por la Comisión Multisectorial encargada del Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) como El Niño Costero, ocurrió a inicios del 2017 y fue el fenómeno que más ha preocupado al Perú debido al gran impacto que este ocasionó, según fuentes periodísticas tales como El Comercio y BBC Mundo en el año 2017 registraron más de 100 mil damnificados, 75 fallecidos, 157 mil viviendas afectadas, 1900 kilómetros de carreteras destruidas y 159 puentes colapsados. Con estas estremecedoras cifras se convirtió en la peor tragedia climática vivida en el Perú desde los años 90. Es por ello que se ha generado el interés de una investigación más profunda acerca de sus causas y posibles métodos de prevención.

El fenómeno “El Niño Costero” es un evento causado por el calentamiento anómalo de la franja marítima del Pacífico más próxima a la costa. Este elevado calentamiento origina la humedad suficiente para desencadenar las fuertes lluvias que, por ejemplo, el Perú estuvo soportando, además de los vientos alisios los cuales son generados por el Anticiclón del Pacífico Sur Oriental llegaron debilitados, es decir sin la potencia suficiente para lograr el enfriamiento del mar, provocaron el fenómeno mencionado (Senamhi, 2017).

Esta investigación busca crear un índice atmosférico denominado “Índice de Oscilación Niño Costero” (IONC) para un estudio en la zona Niño 1+2. El cual se calculará a partir de las estandarizaciones de las presiones atmosféricas a nivel del mar con el modelo regional WRF entre la isla Lobos de Afuera (6°S y 80°W) y la isla Clipperton (10°N 109°W), con el objetivo de estudiar el último evento extremo ocurrido en la región Niño 1+2 a finales del mes de diciembre del 2016 hasta finales del mes de abril del 2017.

Para esto se hará uso del modelo regional WRF el cual es un sistema de cálculo numérico de simulación atmosférica diseñado para satisfacer las necesidades tanto de investigación como de predicción atmosférica. Utilizando este modelo se obtendrá las presiones atmosféricas a nivel del mar en las dos islas, valor que permitirá calcular el índice atmosférico requerido para el estudio de El Niño en la región 1+2, siendo la zona de estudio entre las latitudes de 15°S – 25°N y en las longitudes entre 120°W – 65°W pues también se analizará la zona de Centro América, lugar en donde se intensifico el Jet de Niveles bajos del Caribe, el cual arrastro las aguas cálidas acumuladas en el Golfo de Panamá en la dirección sur hasta las costas de Perú y Ecuador.

Mediante el cálculo de la estandarización de la presión atmosférica a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera (Perú) y la isla Clipperton (Polinesia Francesa), se obtendrán valores positivos y negativos, siendo los valores negativos el correspondiente al desarrollo de una fase cálida de Niño Costero.

Esta investigación tendrá un gran impacto en la comunidad científica y en la sociedad pues su uso será garantizado por instituciones como: SENAMHI, ENFEN, CIIFEN y todas las dependencias pertenecientes al estado interesadas en esta tesis.

El objetivo general de esta tesis es el estudio del fenómeno El Niño en la región 1+2 durante el 2017 utilizando el modelo regional WRF e índice atmosférico, por consiguiente, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Determinar un índice atmosférico “Índice de Oscilación Niño Costero”.
- Cuantificar la intensidad de El Niño en la región 1+2 utilizando el IONC.
- Evaluar la influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe durante el desarrollo de El Niño Costero ocurrido en 2017.
- Analizar la relación entre los dos Niños Costeros el de 1925 y el de 2017.

II. REVISION DE LA LITERATURA

2.1. FUENTES DE VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL

2.1.1. OSCILACIÓN MADDEN-JULIAN (OMJ)

Según Torres (2013), la oscilación de Madden-Julian (OMJ) comenzó a documentarse poco después de su identificación original, en 1971. Se ha demostrado que la OMJ afecta el clima en los trópicos con distintos grados de amplitud, desde la convección tropical a pequeña escala hasta las circulaciones de escala planetaria.

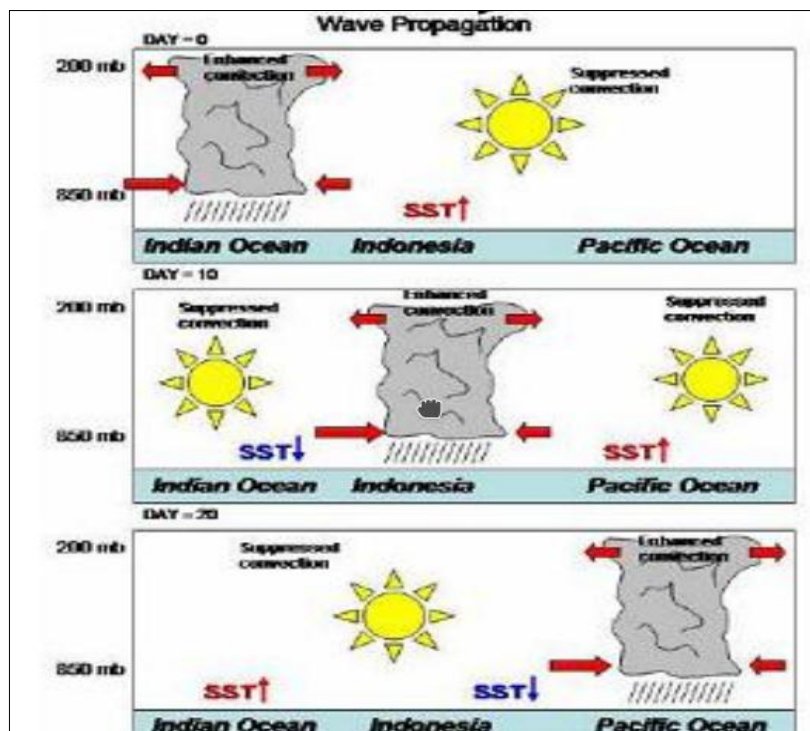


Figura 1: Representación del movimiento hacia el este de la Onda Madden Julian
FUENTE: Torres (2012)

2.1.1.1. ESTRUCTURA ESPACIAL Y TEMPORAL BÁSICA DE LA OMJ

Respecto a los sistemas acoplados océano-atmosféricos Zhang (2005), menciona que el componente atmosférico se caracteriza por una oscilación que se propaga hacia el este, tal como se indica en la figura 1, desde el continente marítimo a lo largo de la línea ecuatorial a aproximadamente 5 m s^{-1} , lo cual corresponde a un período aproximado de 30 a 60 días para la OMJ atmosférica, cuya escala espacial se puede describir en términos de una longitud de onda local aproximada de 12 000 a 20 000 km. La OMJ suele estar más organizada en la región comprendida entre el océano Índico austral a través de Australia, hacia el este, hasta el Pacífico occidental, en el verano austral. La señal atmosférica característica es evidente en la presión de superficie, la intensidad de los vientos troposféricos en altura y en niveles inferiores (divergencia) y en los campos representativos de la convección profunda (humedad relativa, radiación de onda larga saliente y agua precipitable). La onda no es evidente en los vientos de la troposfera media.

El componente oceánico de la OMJ exhibe una oscilación de período un poco más largo, entre 60 y 75 días. La señal oceánica característica de la OMJ es evidente en la temperatura de la superficie del mar (TSM), la profundidad de la capa de mezcla, el flujo de calor latente superficial y los campos de tensión del viento en la superficie.

Según Ghil y Mo (1991), la estructura baroclínica de la oscilación atmosférica asociada con la OMJ presenta calentamiento en la tropósfera superior y enfriamiento en la capa cerca de la superficie durante la fase occidental, con anomalías del viento del oeste que se extienden hasta el nivel de 300 hPa. Esto es coherente con el calentamiento de la tropósfera media por liberación de calor latente (típico de la convección profunda) y el enfriamiento de la tropósfera inferior provocado por la evaporación de la lluvia; este evento de precipitación precede a la llegada de las anomalías del viento del oeste a razón de aproximadamente 4 días.

2.1.1.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN Y MODULACIÓN DE LA OMJ

Madden y Julian (1994), mencionan que hay dos opciones de visión global: (1) forzamiento interno o (2) forzamiento externo. Si se trata de un forzamiento interno, la OMJ es responsable de crear su propia Fuente de energía (a través de un proceso de retroalimentación impulsado por la misma OMJ). Por el contrario, de ser producto de algún forzamiento externo, la OMJ dependería de otros fenómenos para seguir existiendo.

Existen teorías de forzamiento externo; entre las varias teorías que postulan un forzamiento externo de la OMJ, cabe mencionar las fluctuaciones intraestacionales del monzón asiático de verano; el «forzamiento estocástico» provocado por la convección en la región de máxima intensidad de la OMJ; y un forzamiento proveniente de las latitudes medias (Madden y Julian, 1994).

La teoría de un forzamiento de la OMJ causado por las fluctuaciones intraestacionales del monzón asiático depende de la interacción entre la evaporación, convección y radiación en la superficie produzca una oscilación estacionaria con un período de cerca de 50 días en las precipitaciones monzónicas. Tal oscilación generaría suficiente calentamiento por convección a gran escala como para forzar la OMJ con el período indicado, suponiendo que dicho calentamiento pudiera forzar la formación de ondas ecuatoriales. No obstante, ni los estudios estadísticos ni los de modelado numérico han logrado apoyar esta teoría (Madden y Julian, 1994).

Madden y Julian (1994), postulan que la convección local de breve duración como posible mecanismo de generación de la energía que mantiene la OMJ. Sin embargo, la escala espacial de las ondas engendradas por este forzamiento convectivo (ver figura 2) es demasiado pequeña como para representar la OMJ directamente. Un estudio más reciente sugiere que quizás la convección juegue un papel indirecto en el forzamiento de la OMJ, impartiendo energía a perturbaciones de escala sinóptica que a su vez alimentan la OMJ.

Madden y Julian (1994), mencionan otro mecanismo de forzamiento externo propuesto para la OMJ depende de las interacciones con las latitudes medias. Según esta teoría, es posible que el acoplamiento entre la OMJ y las perturbaciones baroclínicas de latitudes más altas amplifiquen la OMJ (aportan la energía necesaria para resistir frente a otros factores, como la fricción). Esta teoría presenta dos problemas: en primer lugar, las interacciones entre los trópicos y las latitudes medias solo ocurren en las regiones del Pacífico central y oriental, donde la OMJ es más débil; en segundo lugar, el análisis estadístico de estos vínculos no ha demostrado la existencia de ninguna señal fuerte. En la actualidad esta teoría no cuenta con mucho respaldo.

Madden y Julian (1994), mencionan teorías de forzamiento interno; en la actualidad, dos teorías defienden el forzamiento interno de la OMJ: (1) «CISK de ondas» y (2) retroalimentación por evaporación en la superficie. Estas dos teorías tienen un aspecto en común: ambas tratan de identificar Fuentes locales de inestabilidad que apoyan la evolución de los patrones atmosféricos característicos de la OMJ. Las teorías de inestabilidad centradas en los trópicos dependen en gran medida de un vínculo con la convección, ya que esta es la Fuente principal de inestabilidad en la región. Por eso no debería sorprendernos que en última instancia tanto la teoría de CISK de ondas como la de evaporación en la superficie dependan de la generación de convección para forzar la OMJ.

Madden y Julian (1994), concluyen la teoría básica de la inestabilidad condicional de segundo orden (*Conditional Instability of the Second Kind*, CISK). A grandes rasgos, la convergencia de humedad en la capa límite de una región de bajas presiones fuerza la organización convectiva no solo a nivel de nubes individuales, sino también a nivel de mesoescala. La teoría de CISK de ondas extiende esta idea vinculando la convergencia de humedad en la capa límite a la inestabilidad en las ondas de Kelvin ecuatoriales. Sin embargo, para que este mecanismo funcione no solo a la escala de una onda de Kelvin individual, sino también a la escala de la OMJ, la teoría debe satisfacer un requisito adicional: la convergencia en la capa límite no debe limitarse a transportar la humedad hacia la región, sino debe además concentrar otras ondas en esa misma región. Esta teoría no puede funcionar si la fricción que causa la convergencia en la capa límite no debilita las ondas más pequeñas. Si bien varios estudios de observación y modelado han confirmado

distintos aspectos de esta teoría, algunos argumentan que la convección está ligada más a la evaporación superficial local que al transporte de la humedad desde otras regiones. Esto nos lleva al otro posible mecanismo de forzamiento interno de la OMJ.

Según Madden y Julian (1994), la teoría de la evaporación en la superficie depende del «intercambio de calor en la superficie inducido por el viento» para vincular la Fuente de la evaporación de la inestabilidad a la OMJ.

Para funcionar, esta teoría debe satisfacer otros requisitos, como una estructura de ondas de Kelvin de escala planetaria y un régimen de viento medio en la superficie del este. Sin embargo, esta combinación de factores produce un máximo de evaporación al este de la región de máxima intensidad de la OMJ, y no al oeste, que es donde lo observamos. Este modelo no se podrá utilizar para explicar la generación de la OMJ hasta que no se explique esta discrepancia entre la teoría y las observaciones. Pese a ello, hay quien aún sostiene que incluso si la evaporación en la superficie no engendra la OMJ, puede contribuir a mantenerla (Madden y Julian, 1994).

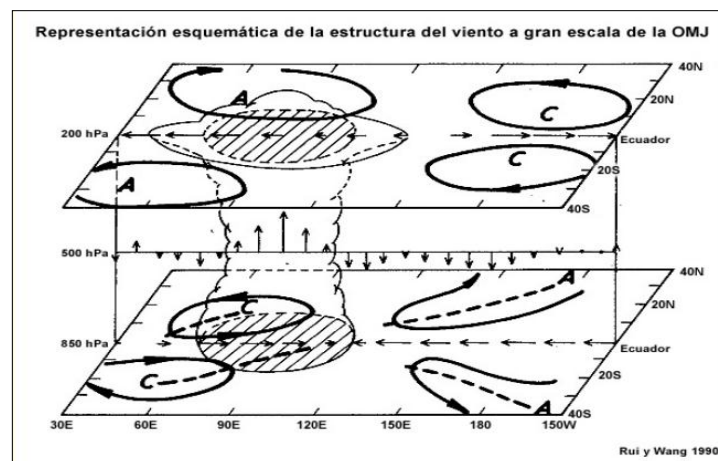


Figura 2: Representación esquemática de la estructura del viento a gran escala de la OMJ. El símbolo de nube indica el centro de la convección.

FUENTE: Rui y Wang (1990)

2.1.2. ONDAS KELVIN

Según Roundy y Kiladis (2006), las ondas de Kelvin son ondas de gran escala que por su estructura quedan «atrapadas» de forma tal que se propagan a lo largo de fronteras físicas, como una cadena montañosa, en la atmósfera, o un litoral, en el océano. En los trópicos, cada hemisferio puede constituir la barrera a lo largo de la cual se propagan las ondas de Kelvin en la atmósfera del hemisferio opuesto, lo cual produce ondas de Kelvin atrapadas en el ecuador. Es muy probable que las ondas de Kelvin sean importantes como agentes iniciadores del fenómeno conocido como El Niño-Oscilación del Sur o ENOS y en el mantenimiento de la OMJ. Las ondas de Kelvin atmosféricas acopladas a la convección suelen tener un período de 6 o 7 días cuando se miden en un punto fijo y velocidades de fase entre 12 y 25 m s⁻¹, lo cual difiere considerablemente de las ondas de Kelvin secas (ver figura 3) en la estratosfera inferior, cuya velocidad de fase es de 30 a 60 m s⁻¹. Sobre el océano Índico, las ondas de Kelvin se propagan más lentamente (12 a 15 m s⁻¹) que en otras regiones. También son más lentas, más frecuentes y de mayor amplitud cuando se forman o atraviesan la fase de convección activa de la OMJ.

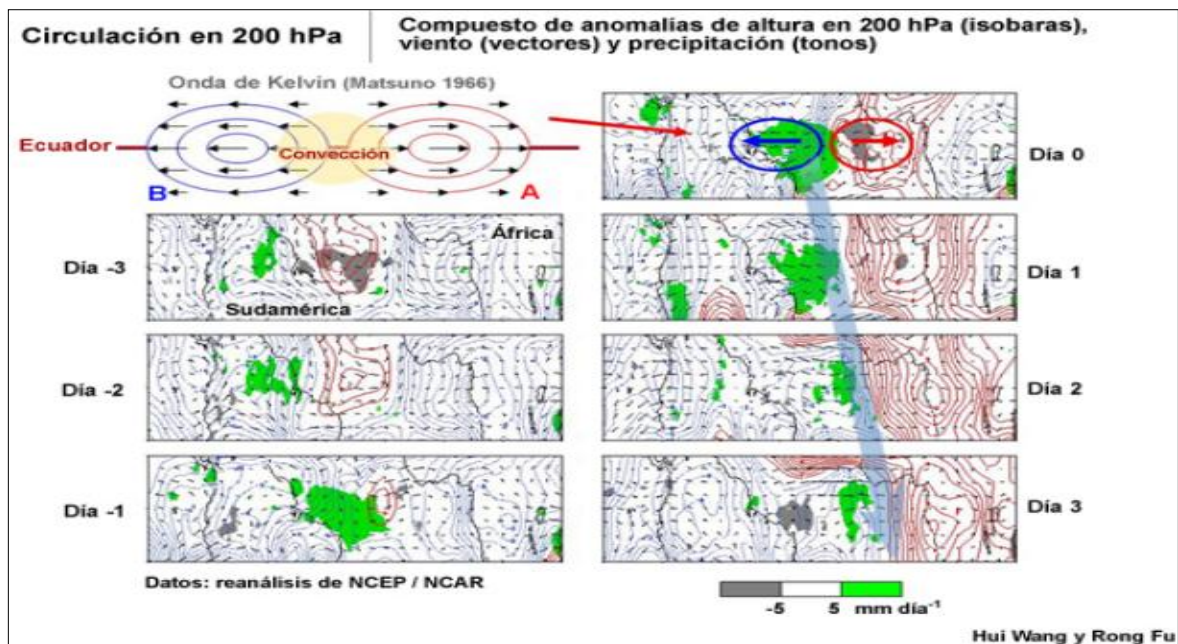


Figura 3: Mapa de anomalías de altura del nivel 200hPa (isóbaras), de viento (vectores) y precipitación (colores).

FUENTE: Wang y Fu (2005) citado por METED

2.1.3. ONDA KELVIN OCEÁNO-ATMOSFÉRICA

Según Matsuno (1966), las ondas de Kelvin como las ondas de gravedad de gran escala atrapadas en el ecuador. Esto significa que se puede explorar su solución a partir de las ecuaciones de aguas someras sin forzamiento en un plano β ecuatorial. Supóngase además que no hay ningún componente meridional de velocidad. Dados estos supuestos, las ecuaciones de aguas someras se reducen a:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -H_o \frac{\partial u}{\partial x}, \quad (2)$$

$$h_{TOTAL} = H_o + h, H_o \quad (3)$$

H_o es la profundidad media del fluido, h es la perturbación de la profundidad media de este fluido y u es la velocidad del viento zonal de la perturbación.

2.2. FUENTES DE VARIABILIDAD INTERANUAL

2.2.1. EL NIÑO OSCILACIÓN DEL SUR (ENOS)

Wyrtki (1975), menciona el fenómeno conocido como El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) constituye el ejemplo más dramático del rol esencial de la interacción entre los océanos y la atmósfera. El ciclo ENOS (ver figura 4) es un proceso oceánico-atmosférico «acoplado» causado por las redistribuciones recurrentes del calor y momento atmosférico en el Pacífico ecuatorial. La distribución zonal del calentamiento de la superficie (tanto continental como oceánica) en los trópicos produce un patrón de circulación de este a oeste que se conoce como *circulación de Walker*. ENOS perturba la circulación de Walker y desencadena cambios importantes en los patrones de lluvia y convección profunda de las regiones tropicales, lo cual altera las circulaciones atmosféricas y el clima en todo el mundo. Las fases extremas de ENOS, denominadas El Niño y La Niña, abarcan una amplia gama de condiciones climáticas.

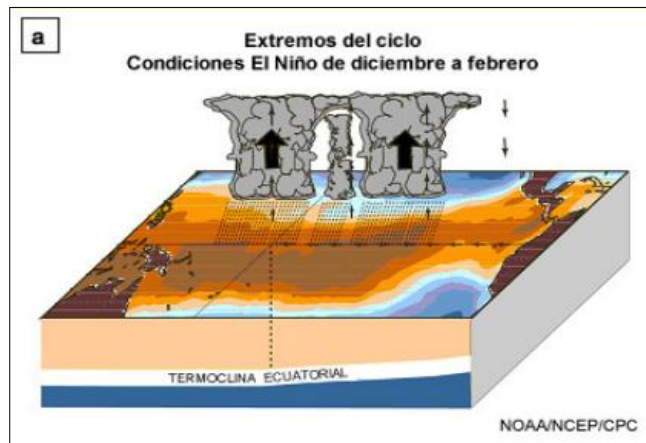


Figura 4: Condiciones El Niño durante el verano en el hemisferio sur diciembre a febrero utilizando temperatura superficial del mar
FUENTE: IMN, (2012)

2.2.2. DESCRIPCIÓN DE LA CIRCULACIÓN DE WALKER

Walker y Bliss (1932), mencionan que el trópico también exhibe patrones de movimiento ascendente y descendente en dirección este-oeste (ver figura 5). Estas células de circulación zonal deben su existencia a fuertes gradientes en la TSM (Temperatura Superficial del Mar) con orientación este a oeste y a la estructura térmica subyacente de los océanos Pacífico y Atlántico, así como al calentamiento de las regiones continentales tropicales. La más amplia región de precipitaciones intensas ocurre sobre el continente marítimo, donde la combinación de intenso forzamiento solar, abundante evaporación de las aguas cálidas de los océanos Índico y Pacífico y circulaciones de brisa de tierra y de mar que producen convección a diario alimenta las tormentas y las lluvias copiosas. El calor latente liberado por estos enormes sistemas de tormentas intensifica el movimiento ascendente y un flujo superficial entrante del este y del oeste, lo cual estimula la formación de una intensa célula de circulación junto al ecuador. Al mismo tiempo se produce un correspondiente movimiento descendente sobre las aguas frías del Pacífico oriental. También existen vastas zonas de convección producidas por el calentamiento de las regiones tropicales de África y América del Sur, entre las cuales median zonas de movimiento descendente. En conjunto, nos referimos a las células de circulación de este a oeste como la circulación de Walker.

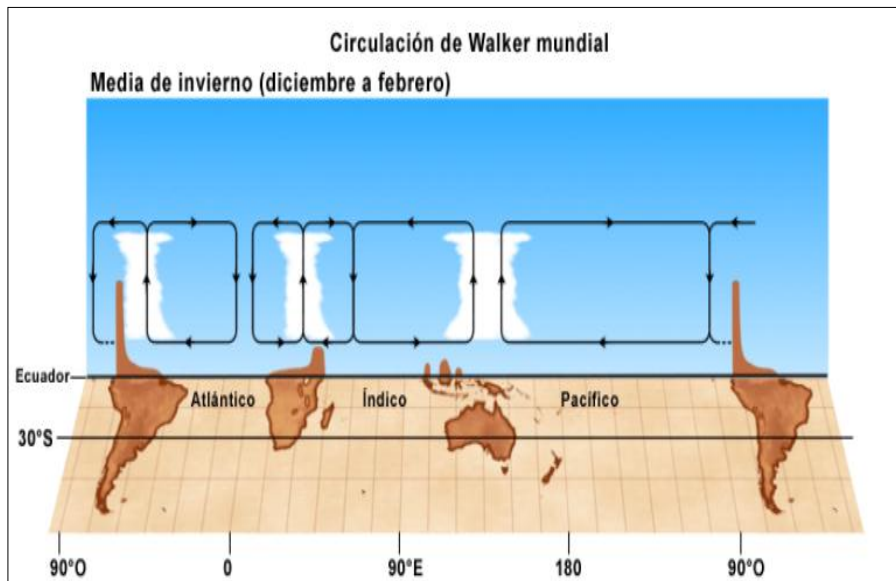


Figura 5: Circulación Walker en invierno entre diciembre y febrero para el hemisferio norte, con base en cálculos de vientos divergentes en la tropósfera superior e inferior.

FUENTE: Serrano, (2016)

2.2.3. EVOLUCIÓN DEL FENÓMENO ENOS

Trenberth (1997), menciona que ENOS exhibe un ciclo irregular de dos a siete años, abarca un área de gran extensión (todo el Pacífico tropical) y sus impactos son de alcance global. El componente oceánico de ENOS, que se caracteriza por el debilitamiento de los alisios y el calentamiento de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial, se conoce como El Niño, un nombre que proviene del uso local en las costas peruanas y ecuatorianas de referirse a la aparición de aguas cálidas cerca de la época navideña como la Corriente del Niño. En estas zonas, se había observado que en determinados años el calentamiento era más intenso que en otros y perturbaba la pesca local. Hoy reconocemos que este fenómeno local forma parte de un evento climático global. Los episodios de El Niño suelen durar entre 9 y 15 meses. La Niña está asociada con un régimen de los alisios más intensos de lo normal y TSM anormalmente frías. En promedio, La Niña es una anomalía menos extrema que El Niño, pero tiende a durar más tiempo, entre uno y tres años. Las transiciones de El Niño a La Niña son mucho más rápidas que las de La Niña a El Niño: casi todas las transiciones de El Niño a La Niña se producen en espacio de un año.

De acuerdo a Philander (1990), la Oscilación del Sur es el componente atmosférico de ENOS, que ocurre en concierto con El Niño e implica el subir y bajar de la presión en la superficie a través del Pacífico ecuatorial. Aunque no queda claro si El Niño provoca la Oscilación del Sur o viceversa, sí sabemos que la observación de una anomalía en uno de estos fenómenos auspicia la llegada del otro. Por otra parte, podemos describir la relación entre estos fenómenos desde una perspectiva acoplada en términos de una dependencia y modulación mutua. El índice de la oscilación del sur (IOS) es la diferencia normalizada en la presión entre Darwin (Australia) y Tahití (Polinesia Francesa) que se puede calcular como

$$IOS = 10 \frac{(P_{dif} - P_{difmedia})}{Desvest (P_{difmedia})}$$

Donde P_{dif} es la diferencia entre la presión media mensual al nivel del mar en Tahití y Darwin y $P_{difmedia}$ es la media a largo plazo de P_{dif} para ese mes (climatología).

El IOS es un indicador de la intensidad de los alisios, ya que las diferencias de presión determinan la velocidad del viento. Se obtiene que las diferencias de presión baja (valores de IOS bajos) y las condiciones de El Niño y las diferencias de presión alta (valores de IOS altos) y La Niña.

2.2.4. ÍNDICES PARA OBSERVAR LA EVOLUCIÓN DE ENOS

Wolter y Timlin (1993) consideran a la región Niño 3.4 como la más apta para vigilar la variabilidad del clima a escala mundial, porque la variabilidad de la TSM que se observa en esta región indica el efecto más intenso para el desplazamiento de los patrones de precipitación del Pacífico occidental al Pacífico central. También se ha observado que los modelos de pronóstico numérico del tiempo exhiben el mayor grado de habilidad cuando se inicializan con los datos de esta región.

2.2.4.1. ÍNDICES OCÉANICOS

Dado que los fenómenos de El Niño y La Niña están asociados a las anomalías positivas y negativas que se observan durante varios meses en aguas del océano Pacífico tropical, es fácil entender entonces, el hecho de que la temperatura superficial del mar se convierta en un valioso indicador de la estructura térmica de la capa superior del océano y en consecuencia, en una valiosa herramienta en el seguimiento y vigilancia de los fenómenos El Niño y La Niña (Wolter y Timlin, 1993).

A. ANOMALIAS DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR (TSM)

Para la vigilancia de la variabilidad de la TSM en la franja tropical del Pacífico, los científicos han establecido cuatro regiones muy bien definidas (ver figura 6):

Región Oriental: Está compuesta por dos áreas, a saber: La región Niño 1, que corresponde a la región de surgencia costera que se observa mar afuera, frente a las costas de Perú y Ecuador. Es muy sensible a los cambios que ocurren en la interfase océano-atmósfera del Pacífico centro-oriental. La región Niño 2, representa el área de las islas Galápagos, y es considerada como una zona de transición entre el Pacífico ecuatorial central y oriental (Barnston *et al.*, 1997). Estas dos regiones se agrupan en una sola, la Región Niño 1+2, la cual se halla localizada entre las Latitudes 0° y 10° Sur y las Longitudes 90° y 80° Oeste.

Región Central: Generalmente conocida como la Región Niño 3. Se ubica entre las latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 90° y 150° Oeste. Su mejor descripción se resume en lo expresado por Penland y Magorian, (1993) un calentamiento en esta región influye con fuerza en la atmósfera global. Probablemente es el mejor indicador individual de un episodio ENOS que pudiera afectar el clima global.

Región Occidental: Conocida como la Región Niño 4, es el área más cálida del Pacífico ecuatorial. Está localizada entre las latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 160° Este y 150° Oeste. Dado que en esta zona se registran las mayores temperaturas de la superficie

del mar, los cambios observados durante las fases cálidas son muy pequeños pero muy significativos para los procesos convectivos asociados.

Región Centro-occidental: Comúnmente denominada Región Niño 3-4, está localizada entre las Latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 120° y 170° Oeste. De acuerdo con lo expresado por la National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA, de los Estados Unidos, las desviaciones de las temperaturas promedio de la superficie marítima en esta región ecuatorial del Pacífico son de importancia decisiva para determinar los principales cambios en el régimen pluvial tropical, que influyen en las corrientes en chorro y los regímenes de temperatura y lluvia en todo el mundo. En cada una de estas regiones se mide la temperatura de la superficie del mar en grados celsius y se determinan sus anomalías, evaluadas como la diferencia entre un valor mensual cualquiera y su promedio climatológico o valor normal. Las anomalías estimadas corresponden a los índices utilizados para el seguimiento de su variabilidad y sus valores mensuales aparecen en el boletín de diagnóstico climático, editado por la NOAA.

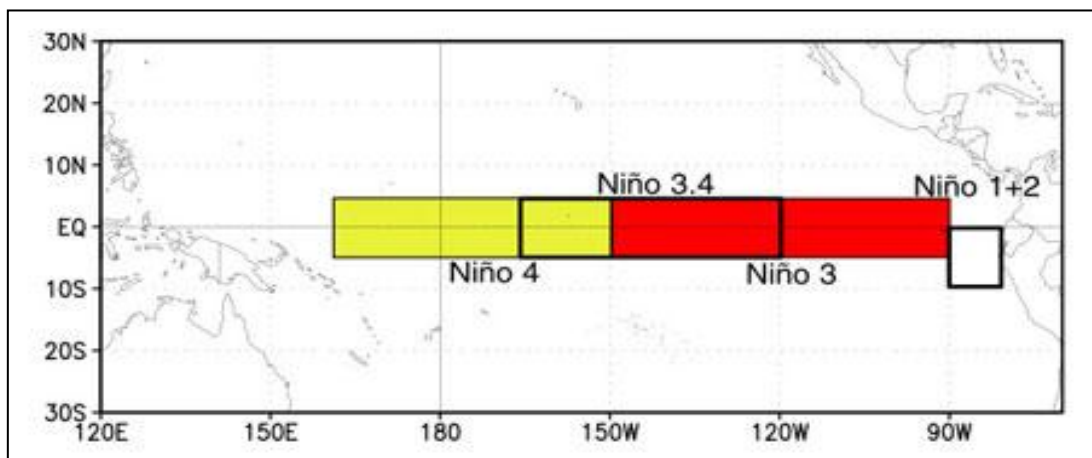


Figura 6: Regiones El Niño, definidas por la comunidad científica internacional
FUENTE: NOAA, (2016b)

B. ANOMALÍAS DE LA TEMPERATURA SUBSUPERFICIAL DEL MAR

Este índice permite determinar el comportamiento de la estructura térmica subsuperficial de la franja tropical del océano Pacífico (entre 140°Este y 80° Oeste), hasta una profundidad de 400 metros. Las anomalías son desviaciones respecto al promedio del periodo 1983-1992.

C. CONTENIDO DE CALOR EN LA CAPA SUPERIOR DEL OCÉANO

Este índice está basado en las anomalías que se registran en la estructura térmica superficial y subsuperficial (0 - 300 metros de profundidad) del océano Pacífico centro-oriental (180° - 100° oeste).

D. COMPORTAMIENTO DE LA TERMOCLINA

Este índice es valorado como las anomalías que se observan en la profundidad de la isoterma de 20°C dentro de la franja ecuatorial (5°N – 5°S) del océano Pacífico tropical. Las anomalías son desviaciones respecto al promedio del periodo 1983-1992.

2.2.4.2. ÍNDICES ATMOSFÉRICOS

A. ÍNDICE DE OSCILACIÓN DEL SUR (IOS)

Según Wang *et al.*, (1999) el Índice de Oscilación Del Sur es calculado como las diferencias normalizadas entre la presión atmosférica medida en Tahití (Polinesia Francesa, representa el sector central del Pacífico tropical) y Darwin (norte de Australia, representa el sector occidental) y es un indicador de las fluctuaciones de la masa atmosférica entre los sectores centro-oriental y occidental del Pacífico. Diferentes científicos han desarrollado metodologías para el cálculo del IOS; el obtenido por el Climate Analysis Center de la NOAA, es el más utilizado por la comunidad que hace seguimiento e investigaciones sobre el ENOS.

B. VIENTOS

Se utilizan también otros índices atmosféricos igualmente eficaces en caracterizar los fenómenos del ciclo ENSO, como las anomalías de viento zonal en niveles bajos (850 hectopascuales - hPa) y el flujo zonal de altura a 200 hPa, el cual se utiliza para describir los vientos troposféricos, cuyas anomalías tienden a oponerse a los de 850 hPa. Los vientos zonales en 850 hPa, corresponden al movimiento del aire que sopla de Este a Oeste, a una altura aproximada de 1500 metros sobre el nivel del mar, en tanto que los vientos en 200 hPa, soplan de Oeste a Este, a una altura aproximadamente de 12 kilómetros (Wang *et al.*, 1999).

C. RADIACIÓN SOLAR DE ONDA LARGA

Otro índice de significativa importancia está relacionado con la radiación solar de onda larga saliente de la tierra (OLR), la cual es una medida indirecta de la convección, por cuanto sus valores extremos están asociados directamente a convección profunda (mínimos de OLR) o ausencia de ésta (máximos de OLR). El seguimiento de la OLR se realiza directamente vía el satélite; su valor en las vecindades de la línea de cambio de fecha en el Pacífico tropical (180° de longitud) determina la frecuencia y la magnitud de la actividad convectiva asociada a los procesos de ENOS (Wang *et al.*, 1999).

2.2.5. IMPACTOS CLIMÁTICOS RELACIONADOS CON ENOS

Según Larkin y Harrison (2002), la mayoría de los impactos climáticos de ENOS afectan el Pacífico ecuatorial y las regiones circundantes. Los impactos más notables son la copiosa precipitación y fuertes inundaciones en la región noroccidental de Sudamérica, especialmente en Perú, Ecuador y Colombia, durante el período de diciembre a febrero de los episodios de El Niño. Otro efecto es la disminución de las poblaciones de peces y almejas, que constituyen importantes recursos alimenticios y económicos en esa región. En Australia y el continente marítimo, el mismo periodo está marcado por sequía y los problemas concomitantes de incendios y grandes zonas afectadas por el humo, que reduce la visibilidad y aumenta la incidencia de enfermedades respiratorias. Los impactos de El Niño son más intensos y extensos durante el invierno boreal. Esto contrasta con lo que ocurre durante el invierno austral, cuando los impactos de El Niño son menos marcados y repercuten principalmente en el hemisferio sur.

Si bien los efectos relacionados con la precipitación aumentan a medida que un episodio de El Niño o La Niña se intensifica, dos eventos de intensidad comparable (según la definición de las anomalías) no producen efectos de igual magnitud. Takahashi (2005), menciona que los efectos de precipitación más importantes, según permite medirlos el área fraccional de extremos de precipitación tropical, se observan durante los episodios de El Niño más intensos (por ejemplo, 1982-83 y 1997-98).

Según Ropelewski y Halpert (1986), las fases extremas de ENOS provocan el desplazamiento o la perturbación de las corrientes en chorro a través de Norteamérica. Durante la fase cálida (El Niño), en invierno del hemisferio norte la corriente en chorro subtropical se desplaza hacia el sur, lo cual produce el efecto de trasladar hacia el sur del territorio contiguo de EE.UU. las trayectorias generales de las tormentas, y también aumenta el flujo de humedad desde el Pacífico y provoca lluvias intensas en el sur de EE.UU., en América Central y en el Caribe. Sabemos que en los Estados Unidos ENOS afecta la distribución de la precipitación y las temperaturas; la frecuencia de generación de ciclones en el golfo de México; la nubosidad; y una amplia gama de manifestaciones meteorológicas peligrosas, como los tornados, los huracanes, los rayos, el manto de nieve y

los incendios forestales. Entre los efectos de El Niño que pueden considerarse beneficiosos, podemos mencionar inviernos más cálidos en Canadá y el norte de EE.UU. y un menor número de huracanes en el Atlántico. En aproximadamente del 90 % del territorio de EE.UU. ocurrió al menos un evento meteorológico estadísticamente significativo en términos históricos en relación con los efectos del intenso episodio de El Niño de 1997-98.

Según Agee y Zurn-Birkhimer (1998), durante la fase de La Niña, la probabilidad de que un huracán toque tierra aumenta en todo el Caribe, mientras en los periodos de El Niño se observan menos huracanes. El aumento durante la fase fría se debe al cambio en el rumbo del viento en altura, que sopla más desde el este y, por tanto, favorece la formación de huracanes en pleno trópico, a diferencia de lo que ocurre durante la fase cálida, que se caracteriza por intensos vientos del oeste en altura y el aumento de la vorticidad anticiclónica en la troposfera inferior. Los impactos de ENOS no son simétricos: los efectos de El Niño son fuertes en el norte del Caribe y débiles en el Caribe oriental y occidental, y durante La Niña, la probabilidad de que un huracán toque tierra aumenta en toda la región.

Según Schaefer y Tatom (1998), los impactos de ENOS varían en tiempo y espacio. Por ejemplo, en Indonesia, los efectos de ENOS en la precipitación alcanzan un máximo en agosto y septiembre. El impacto se siente primero en el este y desde allí se desplaza hacia el oeste hasta alcanzar un pico en agosto. Si bien el mapa mundial de los impactos de ENOS muestra una vasta región de influencia en América Central y el Caribe, los efectos regionales son mucho más complejos. Aunque por lo general La Niña suele producir condiciones más húmedas y El Niño, más secas, se observan períodos anormalmente secos y húmedos tanto durante episodios de El Niño como de La Niña, y las regiones de los extremos no siempre coinciden.

2.2.6. PREDICCIÓN DE ENOS

Kousky (1997), menciona que el episodio de El Niño de 1982-83 provocó la rápida expansión de las observaciones y el modelado del fenómeno ENOS. En la actualidad, los modelos acoplados océano-atmósfera de desempeño comprobado son capaces de generar predicciones alentadoras de ENOS con plazos de anticipación de 1 año. Aun así, tienden a subestimar la amplitud de la variabilidad interanual de la TSM y exhiben menos habilidad entre el invierno y el comienzo de la primavera boreal. Por ejemplo, aunque varios modelos dinámicos y estadísticos predijeron que la TSM sería anormalmente alta en 1997, las tendencias eran débiles y su evolución demasiado lenta. Los modelos no pronosticaron el inicio del episodio de El Niño extremadamente intenso de 1997-98 a principios de primavera. Las previsiones de los modelos mejoraron después de abril y mayo de 1997; en muchos casos, esto se debió a que los modelos se habían inicializado con observaciones atmosféricas y oceánicas muy anómalas.

Según Legnani (2001), los modelos pronostican temperatura de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial. Se utilizan dos tipos de modelos: «dinámicos» y «estadísticos». Los modelos dinámicos aplican las leyes físicas que rigen el comportamiento de la atmósfera y del océano para predecir sus condiciones en el futuro. Por ejemplo, empleamos las leyes del movimiento de Newton para predecir la velocidad del viento. Las representaciones matemáticas de las leyes físicas se convierten en programas informáticos. Todo aumento en la potencia de cálculo facilita la representación de comportamientos más complejos de la atmósfera y del océano en los modelos dinámicos. Los modelos estadísticos recurren a las observaciones realizadas en el pasado para predecir el futuro. A partir de un largo período de datos históricos (30 a 50 años), se examinan las tendencias, los extremos y las relaciones entre las variables relacionadas con el ciclo ENOS. Por ejemplo, un modelo estadístico de base haría una regresión simple de las anomalías del viento del oeste y de la TSM para una serie de regiones del Pacífico ecuatorial. Un modelo estadístico más complejo utilizaría redes neuronales en las cuales se entrena el modelo para reconocer los eventos precursoros y predecir la probabilidad de que ocurran distintas condiciones relacionadas con ENOS.

Según Magnun *et al.*, (1998) los modelos estadísticos tienen una mayor habilidad de pronóstico para plazos cortos (menos de seis meses) y son menos precisos para plazos más largos. La habilidad de los modelos dinámicos ha mejorado con la adición de diversos esquemas que permiten asimilar los datos reales en las simulaciones. Un breve estudio de las anomalías de TSM generadas por los actuales modelos dinámicos demuestra que producen una mayor amplitud de valores de pronóstico y un número aproximadamente igual de ellos exhibe un sesgo frío o cálido. Aunque la amplitud de los valores generados por los modelos estadísticos es menor, tienden a producir pronósticos con un sesgo constantemente cálido o frío.

Según Magnun *et al.*, (1998) las mejoras en la habilidad de producir pronósticos estacionales beneficiarán a los que están a cargo de tomar decisiones, porque los impactos de ENOS varían geográfica y estacionalmente. Por ejemplo, cuando en mayo de 1997 se emitió el boletín de alerta de El Niño, en el noroeste de Sudamérica solo se contaba con alrededor de un mes para prepararse antes del período de mayor impacto, mientras otras regiones contaron con más tiempo antes del momento de máximo impacto. Pese a que los modelos de pronóstico siguen mejorando, una serie de factores limita nuestra capacidad de pronosticar el ciclo de ENOS. Los pronósticos son más difíciles entre enero y abril, un período que podemos describir como «barrera primaveral», durante el cual la predictibilidad se ve obstaculizada porque El Niño ya está en marcha antes de que los modelos pronostiquen su aparición.

2.3. PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA EN SUDAMÉRICA

2.3.1. ZONA DE CONVERGENCIA INTERTROPICAL (ZCIT)

Chiang *et al.*, (2000) menciona que la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) es la línea divisoria entre los vientos alisios de sureste y noreste que coincide con la parte ascendente de la celda de Hadley (ver figura 7). Se caracteriza principalmente por ser una región de convección y tener la forma de un cinturón ubicado en las latitudes bajas de los Trópicos. La posición latitudinal de la ITCZ está asociada a la interacción entre los vientos horizontales y la distribución de la Temperatura Superficial del Mar (TSM). Sin embargo, es muy conocido que la distribución longitudinal de TSM es asimétrica en la línea ecuatorial del Océano Pacífico, encontrando una extensa piscina de aguas cálida en el Pacífico occidental y una región de TSM por debajo de los 26°C, asociada a la corriente de Humboldt, en el Pacífico oriental. Además, la distribución latitudinal de TSM en el Pacífico oriental (120°W-Costas Occidentales de América) presenta una pronunciada asimetría ecuatorial. La lengua fría ($\approx 1^{\circ}\text{S}$) es la región con TSM debajo de 26 °C producto del afloramiento asociado a los vientos alisios, mientras que, la región de aguas cálidas ($\approx 5^{\circ}\text{N}$) con TSM por encima de 27 °C está relacionada con la corriente cálida del este ($\approx 5^{\circ}\text{N}$). Asimismo, una intensa zona frontal ($\approx 2^{\circ}\text{N}$) separa la lengua fría ecuatorial y las aguas cálidas del norte. La interacción de estas dos variables (TSM y viento en superficie) definen las condiciones estacionales de la ITCZ que es reconocida como una banda precipitante en latitudes bajas. En el Pacífico Oriental la banda precipitante se ubica al norte del Ecuador durante todo el año, alcanzando una máxima posición sur (norte) durante el verano (invierno) austral. Por otro lado, la variabilidad interanual de las condiciones atmosféricas y oceánicas en el Pacífico Oriental, está dominada por El Niño/Southern Oscillation (ENSO). En los años cálidos (El Niño) los vientos del norte en el Hemisferio Norte (HN) son más intensos de lo normal y llegan a cruzar a típicamente el Ecuador, desplazando a la ITCZ al sur de ella (Wallace et al. 1989). El Noreste del Perú es fuertemente impactado por El Niño (región 1+2), ante estas condiciones el clima árido característico en dicha zona del país es reemplazado por intensas precipitaciones asociados al “debilitamiento de la lengua fría” (al incremento de TSM por encima de 26 °C) y al desplazamiento anómalo de la ITCZ hacia el sur del Ecuador (Takahashi, 2004). Debido a la distribución asimétrica de la TSM y convergencia

(definida como el encuentro de dos flujos de aire) a lo largo del Pacífico Tropical, se esperaría una asimetría muy significativa de la banda longitudinal de la precipitación, lo que en realidad no sucede. La tasa de precipitación correspondiente a la ITCZ es casi homogénea en el Océano Pacífico con una leve posición al norte de la línea ecuatorial en el Pacífico Oriental. Estas condiciones de Temperatura Superficial del Mar, convergencia en superficie y precipitación sugieren que la estructura vertical de la ITCZ en el Océano Pacífico presenta alguna peculiaridad con respecto al calor latente de cambio de estado el cual está asociado a la velocidad vertical del viento.

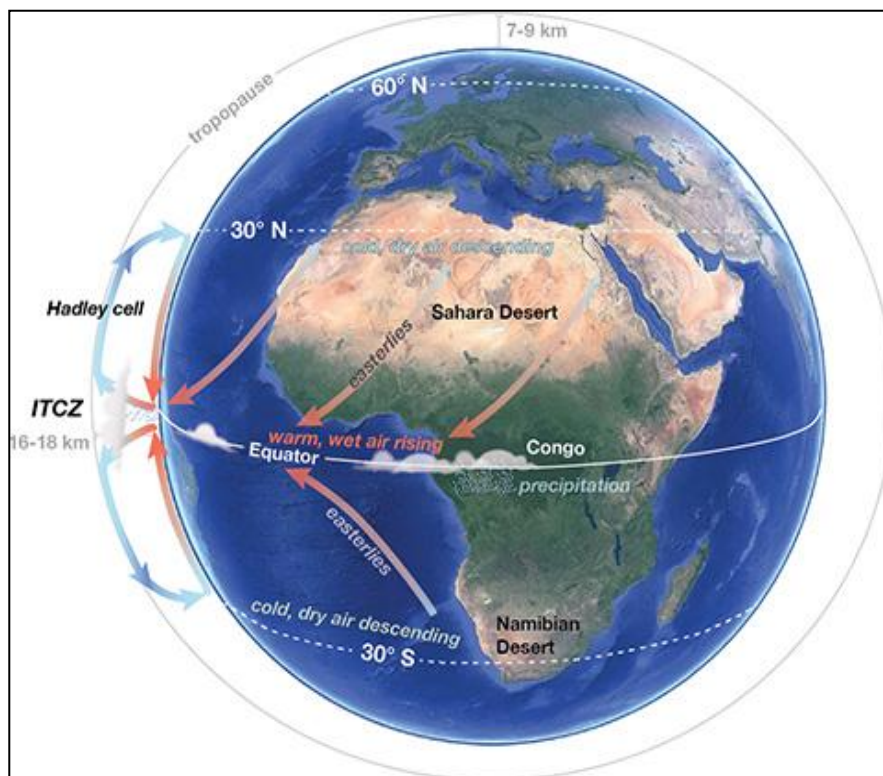


Figura 7: Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT)

FUENTE: Rosen y Egger, (2016)

2.3.2. ANTICICLÓN DEL PACÍFICO SUR-ORIENTAL (APSO)

Sistema de alta presión, con circulación de vientos de sur a norte, que recogen la humedad existente y la llevan a la costa, donde se condensan en forma de nubes bajas y persistentes de mayo a octubre, con alto contenido de humedad atmosférica.

Se intensifica su núcleo en los meses de setiembre y octubre, además de ubicarse desplazado hacia el sur, en diciembre migra más hacia el sur 35°S 95°W (ver figura 8), en el mes de abril se debilita y empieza a subir, para finalmente en mayo presentarse muy debilitado a una posición de 31°S 92°W con un núcleo de 1018 hPa, todo esto hace entender que este sistema sigue la trayectoria del sol.

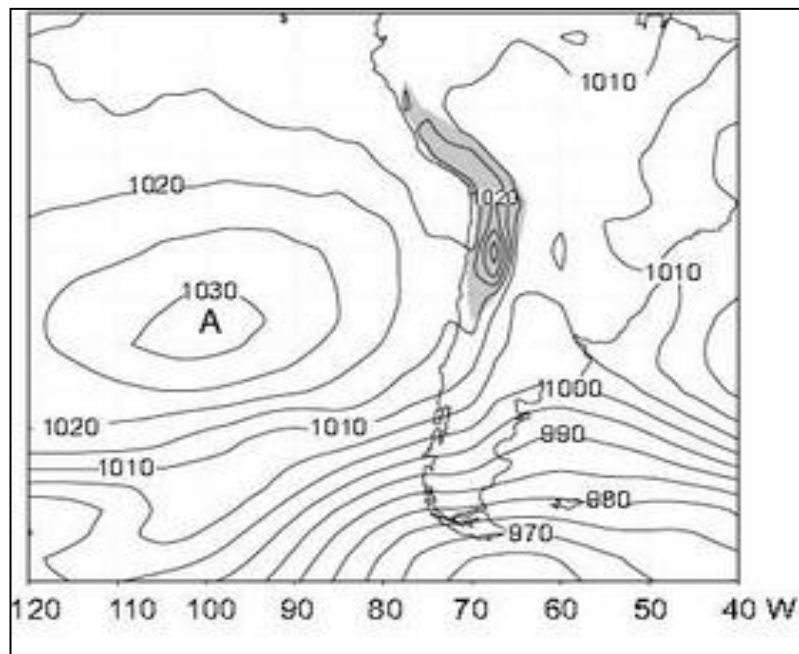


Figura 8: Anticiclón del Pacífico Sur Oriental en el mes de verano austral

FUENTE: Garreaud y Rutllant, (2006)

2.4. EL NIÑO COSTERO

ENFEN (2017), define a El Niño Costero como el calentamiento que se restringe a la zona costera de Perú y Ecuador, esto es en la región del mundo conocida como Niño 1+2 (de 0 a 10° de latitud sur, y entre 90 y 80° de longitud oeste). Es decir, de una zona que se encuentra bastante caliente con respecto a lo normal, donde las anomalías positivas de temperatura de la superficie del mar alcanzan hasta 6°C por encima del promedio.

2.4.1. DESARROLLO

ENFEN (2017), menciona que Perú y Ecuador son países con salida al océano Pacífico y que desde la época prehispánica han experimentado el fenómeno de El Niño. BBC (2017), menciona que el fenómeno actual, conocido como el Niño costero, difiere de El Niño común debido a que este sólo se desarrolla a lo largo de las costas peruanas y ecuatorianas; a diferencia del común, el cual afecta un área mucho mayor del Océano Pacífico.

2.4.2. ORIGEN

Las fuertes lluvias tuvieron origen en el calentamiento del mar que limita las costas del Pacífico de Perú y Ecuador, un fenómeno denominado El Niño Costero. El aumento de la temperatura del mar en el pacífico ecuatorial se vincula con las corrientes de aire, de origen centroamericano, que se mueven con dirección al sur, favoreciendo el calentamiento del mar y con la llegada de aguas cálidas provenientes de Asia y Oceanía. A su paso por las costas de Ecuador y Perú, la corriente de agua cálida no encontró una barrera suficientemente fuerte de vientos alisios que impida su llegada. La masa de aguas cálidas se caracteriza por ser superficial y de fácil evaporación; llegan a alcanzar temperaturas de hasta 29° C, lo que genera una atmósfera inestable y lluvias constantes (ENFEN, 2017).

2.4.3. CAUSAS

Según ENFEN (2017), es típico que en el Caribe se presenten vientos fuertes, de bajos niveles. Esos vientos cruzan Panamá, desde el Océano Atlántico al Océano Pacífico, y a veces giran hacia el sur. Esto último, a su vez, hace que los vientos empujen el aire caliente hacia la parte sur. Es precisamente ese aire caliente el que se expande hacia las costas peruanas (y ecuatorianas), donde las temperaturas son usualmente más bajas. Sin embargo, estos flujos del norte de altas temperaturas y alta humedad conllevan a la formación de nubes que generan lluvias copiosas.

2.4.4. INFLUENCIA DE LOS VIENTOS ALISIOS

Según ENFEN (2017), durante todo el año, frente a las costas de Sudamérica predominan los vientos alisios del sur (que soplan de sureste a noroeste). En invierno son más intensos. Cuando estos se debilitan o colapsan, el viento del norte aprovecha y entra a los territorios tropicales costas de Perú y Ecuador, distribuyéndose mucho más fácilmente. En enero del 2017, se debilitaron fuertemente, y permitieron el calentamiento. Este evento se da muy pocas veces, no es cíclico, pero es recurrente. El debilitamiento de los vientos del sur, a su vez, se debe a otro factor: la de un sistema grande de alta presión, el Anticiclón del Pacífico Sur. Tal anticiclón (ubicado frente a las costas de la zona norte de Chile), que gira al contrario de las agujas del reloj, controla nuestro clima por las condiciones de estabilidad atmosférica y a las masas de aire seco que genera su debilitamiento es gran responsable de los sucesos ocurridos.

2.4.5. JET DE NIVELES BAJOS DEL CARIBE (CLLJ)

León (2003), define al Jet de bajo nivel del Caribe (CLLJ) como un elemento clave del clima de Mesoamérica. Su intensificación durante julio produce un desplazamiento hacia el oeste de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre el Pacífico oriental que resulta en sequía a mitad del verano. Esta aceleración no es producida por un fortalecimiento de la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH). Sobre el Mar Caribe el campo masivo se ajusta al campo de viento. El CLLJ se acelera y desacelera a través de una interacción dinámica con transitorios de alta frecuencia. La convergencia meridional del momento zonal a 700 hPa alrededor de 15 ° N proporciona la fuente de impulso requerida para el viento zonal. El flujo hacia abajo del impulso zonal a 925 hPa ocurre de mayo a julio, debido al hundimiento sobre el Caribe. Tal efecto desaparece de agosto a octubre, lo que ocasiona una desaceleración del CLLJ. El componente ageostrófico de los vientos en el Caribe occidental conduce a una mayor precipitación alrededor del Golfo de Panamá. El flujo meridional de vorticidad relativa en la región CLLJ fuerza una circulación anticiclónica hacia el norte que da como resultado una onda hacia el este que se desvía hacia el noroeste hacia el centro de México, contribuyendo a un porcentaje importante de la precipitación de verano en la región. Al sur del CLLJ, una circulación ciclónica es forzada por los transitorios. Un CLLJ intenso tiende a reducir la energía cinética de perturbación (PKE) en el Caribe y la precipitación en la mayoría de los EEUU. Un CLLJ de moderado a débil tiende a mejorarlos. Según Amador *et al.*, (2000) el impacto de las interacciones de flujo medio transitorio parece ser crucial para el clima en Mesoamérica.

La corriente en Chorro de niveles bajos en el Caribe es un fenómeno meteorológico derivado de la influencia de la circulación subtropical en niveles altos, la cual genera un arrastre de vientos alisios en superficie con velocidades entre los 20 y 30 nudos. Está localizada en la zona tropical aproximadamente a unos 10 a 15° de latitud norte, pudiendo interactuar con la Zona de Confluencia Intertropical ZCIT. Cuando esta corriente se encuentra con contenidos altos de humedad en las capas bajas hay formación de nubes y precipitaciones que pueden tener carácter fuerte. Presenta su máxima intensidad en el mes de febrero y su núcleo es observado en 925hPa (León, 2003).

2.4.6. CONTRACORRIENTE ECUATORIAL

Según Ayala (2000), la mayor parte de las corrientes oceánicas son empujadas por los vientos, cuyo impulso se imparte a la superficie del océano. A simple vista parecería que las corrientes circulan en el mismo sentido del viento impulsadas por este, pero no es así puesto que el efecto Coriolis desvía las corrientes oceánicas a la derecha de la dirección del viento, hacia el noroeste en el hemisferio norte, y hacia la izquierda, o suroeste, el hemisferio sur, tal como se indica en la figura 9. Las corrientes oceánicas toman agua más caliente en los trópicos y la distribuyen por las latitudes altas, regresando con agua más fría. Este proceso modera las temperaturas de las regiones costeras y hace que algunos lugares costeros sean más cálidos de lo que les corresponde por su latitud; también las corrientes cálidas que proceden de los trópicos fluyen hacia el norte o el sur, se encuentran con agua ártica o antártica que está más salada. La sal hace que el agua sea más densa y flote menos y determina que la temperatura del agua superficial descienda, el agua salada se hunde con temperaturas más altas que al agua dulce. El agua que se hunde alcanza el fondo del océano y se esparce horizontalmente. El descenso de agua en un lugar va acompañado por la surgencia en otro.

Ayala (2000), menciona que en ocasiones la contracorriente ecuatorial se ve alterado por el ENSO, por calentamiento debido a la manifestación positiva del evento “El Niño”, o de enfriamiento con el evento “La Niña” cuando se manifiesta la fase negativa, dependiendo la intensidad del evento y la extensión de sus aguas cálidas o frías, e incluso con los periodos neutros con tendencias positivas o negativas y sus respectivas particularidades, aunado a esto, en ocasiones se tiene la influencia de la Zona Intertropical de Convergencia, zona donde confluyen los vientos Alisios de los hemisferios norte y sur y caracterizada por el mal tiempo que origina. La contracorriente ecuatorial transporta agua cálida la cual se acumula en el Golfo de Panamá y se distribuye hacia el norte y hacia el sur del pacífico ecuatorial.

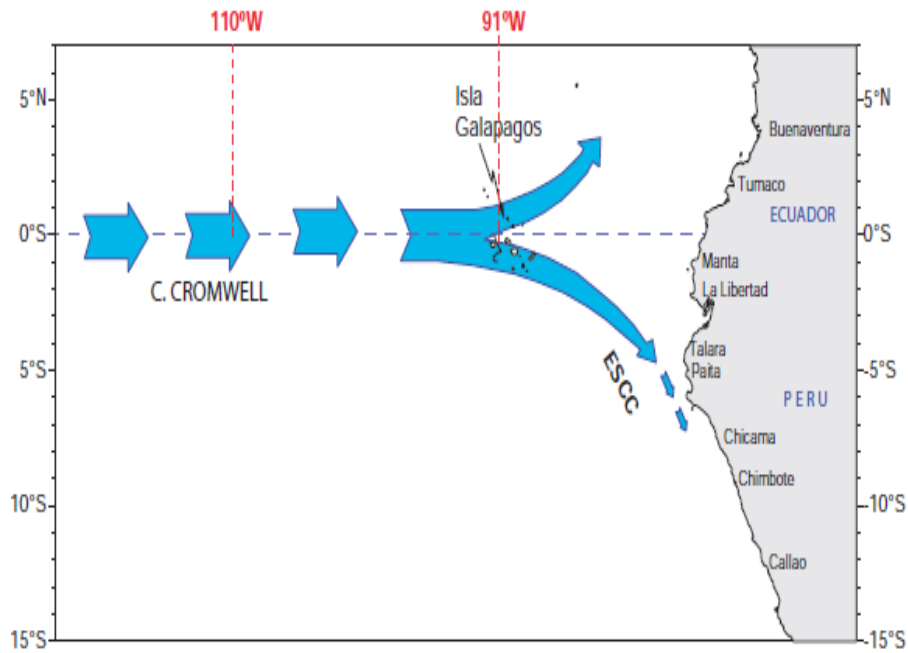


Figura 9: Contracorriente Ecuatorial: Hacia abajo Extensión Sur de la Corriente de Cromwell (ESCC)

FUENTE: Flores *et al.*, (2009)

2.5. MODELOS DE PREDICCIÓN NUMÉRICA DEL TIEMPO

La predicción numérica del tiempo es una metodología de pronóstico del tiempo que emplea modelos matemáticos formulados por ecuaciones en derivadas parciales, las cuales traducen las leyes generales de las físicas que rigen la atmósfera terrestre y representan la evolución temporal y espacial de los flujos atmosféricos. Las ecuaciones matemáticas obtenidas son no lineales por lo que no pueden ser resueltas de forma analítica y se debe apelar al cálculo numérico, de tal forma que se reemplazan las ecuaciones en variables continuas por ecuaciones en las que las variables son discretas (Illanes, 2010). El estado futuro de la atmósfera se calcula usando aproximaciones numéricas de las ecuaciones dinámicas (ver figura 10).

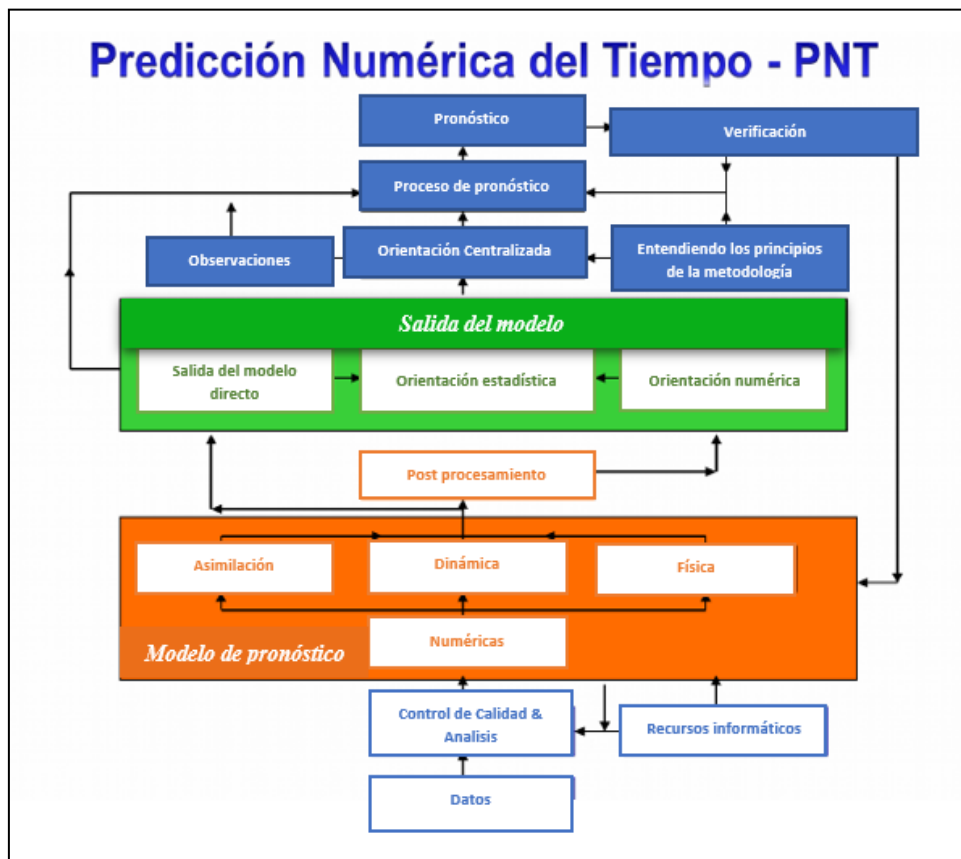


Figura 10: Modelo de Predicción Numérica del Tiempo
FUENTE: INAMHI adaptación propia, (2017)

Se puede definir un modelo numérico de predicción del tiempo como un conjunto de instrucciones ejecutadas en un equipo de cómputo (programa), el cual resuelve las ecuaciones de pronóstico mediante técnicas numéricas para generar una aproximación del estado futuro de la atmósfera (Lopez,2012).

Las diferentes ecuaciones que gobiernan el comportamiento de los flujos son las de cantidad de movimiento, ecuación de continuidad, conservación de energía y humedad, conocidas también bajo el nombre de ecuaciones primitivas y están basadas en los principios de conservación de masa, cantidad de movimiento y energía. Las soluciones que se obtienen se integran en un área denominada dominio (Pickle, 2002).

Según Lighezzolo (2014), los modelos numéricos representan los flujos atmosféricos dividiendo la atmósfera en varias capas discretas horizontales y cada una de ellas a su vez es dividida en un número de celdas, donde las variables son evaluadas en el centro de cada celda (ver figura 11). De forma similar el tiempo es llevado a un número finito de pasos discretos, siendo la evolución continua de las variables aproximadas por pasos discretos.

Según METED (2010), para los procesos físicos en meteorología que ocurren a escalas espaciales menores al tamaño de una celda de grilla, los modelos necesitan recurrir a valores paramétricos, los cuales representan efectos físicos totales mediante un número que represente a la celda, se concibe a la parametrización en términos de modelar los efectos de un proceso (emulación) en lugar de modelar el proceso en si (simulación).

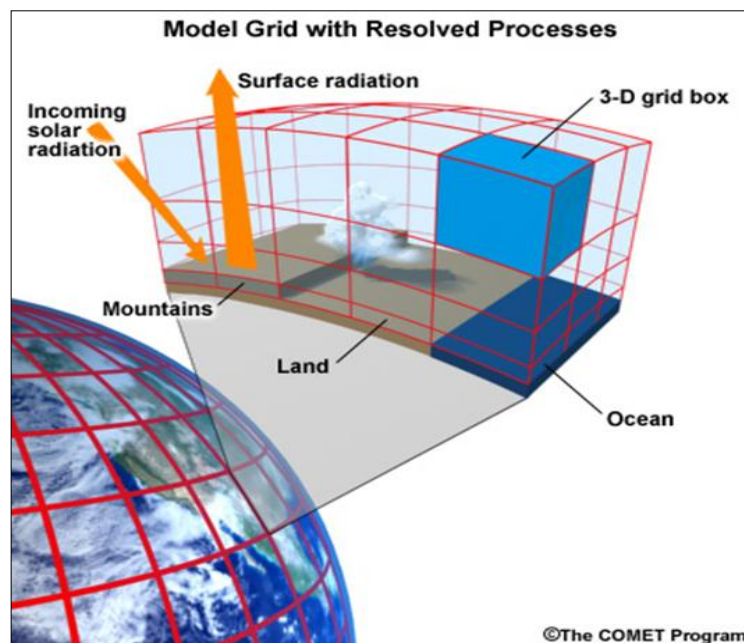


Figura 11: Representación del planeta por modelos numéricos

FUENTE: MetEd, (2010)

Basado en la escala temporal y espacial de los fenómenos a estudiar los modelos numéricos usados en Ciencias Atmosféricas pueden clasificarse como modelos de circulación general y modelos regionales.

Los **modelos globales** son usados para obtener aproximaciones de procesos importantes que ocurren en la atmósfera a nivel global y a escalas temporales diversas con resoluciones espaciales que van de decenas a cientos de kilómetros. Estos modelos consideran los procesos de mayor influencia en la circulación del planeta como el flujo de energía térmica, cantidad de energía recibida y emitida en forma de radiación de onda larga y corta (Lopez, 2012). Un ejemplo de estos modelos es el Global Forecast System (GFS) el cual es desarrollado por National Centers for Environmental Prediction (NCEP) USA, utilizado en la predicción numérica del tiempo y que ocurre cuatro veces al día produciendo pronósticos de hasta 16 días.

Los **modelos regionales**, los cuales se conocen también como modelos de área limitada, simulan los procesos dinámicos de la atmósfera en resoluciones espaciales muy altas (unos cuantos kilómetros) ya que poseen condiciones de frontera bien definidas en dirección horizontal vertical. La información meteorológica que proporcionan estos modelos es más detallada para regiones específicas con fines distintos a la investigación (agricultura, aeronáutica, protección, civil, etc). Consideran parametrizaciones para describir procesos como formación de nubes o la dinámica de la capa planetaria (Lopez, 2012). Ejemplos de estos modelos son el Worstation ETA model, Weather Research and Forecasting Model (WRF), PSU/NCAR Mesoscale Model version 5 (MM5), Model for Prediction Across Scales (MPAS). Debido a que estos modelos corren en un área limitada requieren información en el contorno de sus dominios, siendo esta información proveniente de modelos globales por lo que generalmente son anidados dentro de los modelos globales (ver figura 12).

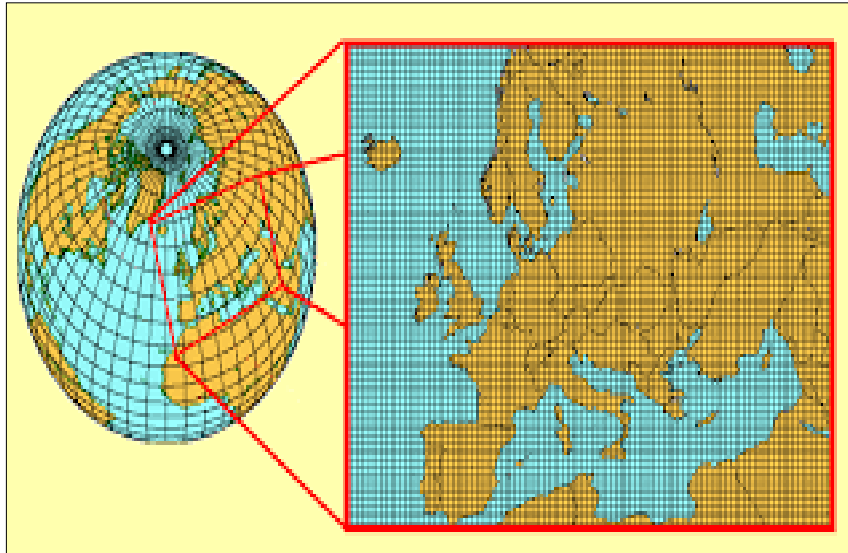


Figura 12: Representación de un modelo regional anidado a un modelo global

FUENTE: MetEd, (2010)

2.6. MODELO REGIONAL WRF

Según NOAA (1995) citado por Rozumalski (2003), el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) es un sistema de cálculo numérico para simulación atmosférica diseñado para satisfacer las necesidades tanto de investigación como de predicción atmosféricas. WRF incluye dos núcleos diferentes (ARW, NMM), un sistema de asimilación de datos, y una arquitectura de software diseñada para la posibilidad de ejecuciones distribuidas o paralelas y la escalabilidad del sistema. WRF implementa una extensa gama de aplicaciones meteorológicas en escalas que van desde los metros a los miles de kilómetros.

El modelo WRF-EMS surge de la necesidad de reducir el número de órdenes que se utilizan normalmente en la simulación con el modelo WRF-ARW o con el WRF-NMM. El WRF es fácil de instalar, automático y a un costo cero, disminuye el tiempo de pronóstico con respecto a los otros WRF, presenta parametrizaciones convectivas más definidas y una mayor cantidad de información topográfica, sus principales diferencias se muestran en el cuadro 1 (Rozumalski, 2003).

Tabla 1: *Diferencias entre el WRF-EMS, WRF-ARW Y WRF-NMM*

WRF-EMS	WRF-ARW (NCEP)	WRF-NMM (NCAR)
<ul style="list-style-type: none"> • Fácil de instalar y modificar. • Incluye WRF-ARW y WRF-NMM como núcleos. 	<ul style="list-style-type: none"> • Instalación y configuración difícil, muchas veces requieren de compiladores. • Coordenada vertical es la presión hidrostática. • Modelo no hidrostático. • Malla C de Arakawa 	<ul style="list-style-type: none"> • Instalación y configuración difícil, muchas veces requieren de compiladores. • Coordenada vertical es la presión hidrostática. • Modelo no hidrostático. • Malla E de Arakawa.

2.6.1. PARAMETRIZACIONES DEL MODELO WRF

Presenta las siguientes parametrizaciones:

- Cúmulos: Predice precipitación de convección.
- Kain Fritsch: Convección profunda como no profunda en latitudes extra tropicales.
- Betts-Miller-Janjic: Convección profunda como no profunda en latitudes tropicales.
- Grell-Devenyi: Gran variabilidad de precipitación, baja resolución, necesita un espacio de malla mayor de 25 Km.
- Arakawa-Schubert: Es útil para inestabilidad de gran escala.
- Grell 3D: Funciona mejor para espaciados de mallas pequeñas menores a 5 Km.
- Micro física de nubes: Esquema de nubes simples, donde se verifica la condensación del agua.
- Esquema de nubes complejas: Incluye varias fases del agua como nieve, hielo, granizo entre otros.

2.6.2. ESTRUCTURA DEL MODELO WRF

PREPROCESADOR (WPS)

Es un conjunto de programas cuyo objetivo es generar las condiciones iniciales para el modelo WRF. Para lograr ello cuenta con tres importantes ejecutables: geogrid, ungrib y metgrid. Las principales funciones de estos programas se muestran en el cuadro 2.

Tabla 2: Elementos principales del procesador WPS

WPS	Funciones
Geogrid	<ul style="list-style-type: none">• Define la proyección del mapa terrestre• Establece el lugar geográfico y las dimensiones de los dominios• Interpola los datos terrestres estáticos horizontalmente (altura de topografía, uso de suelo, tipo de suelo, vegetación, albedo)
Ungrib	<ul style="list-style-type: none">• Transforma los datos de entrada desde un formato GRIB a un formato intermedio entendido por el modelo.
Metgrid	<ul style="list-style-type: none">• Interpola horizontalmente los datos de entrada extraídas del ungrib para los dominios definidos por el geogrid.

FUENTE: Guía de Usuario del modelo WRF v3.8, (2016)

PROCESADOR (WRF)

Es un conjunto de programas cuyo objetivo es realizar las simulaciones atmosféricas. Este componente está formado por dos ejecutables: real y wrf. Las principales funciones de estos programas se muestran en el cuadro 3.

Tabla 3: Elementos principales del procesador WRF

WRF	Funciones
Real	<ul style="list-style-type: none">• Elige los niveles del modelo en la vertical.• Interpola los datos a los niveles del modelo en la vertical• Crea condiciones iniciales de los dominios creados.• Crea condiciones de frontera de la simulación.
Wrf	<ul style="list-style-type: none">• Calcula integraciones numéricas de la simulación.• Usa los cálculos de la parametrización física para la simulación

FUENTE: Guía de Usuario del modelo WRF v3.8, (2016)

POST PROCESADOR

El post- procesamiento se encarga de interpolar los datos de los niveles sigma del modelo a niveles de presión o de altura y de llevar a una grilla común los datos del modelo que se encuentran en las grillas escalonadas (staggered). Además, permite calcular variables que el modelo no pronostica (variables de diagnóstico)

- **ARWpost.exe:** Lee los archivos de salida del WRF y crea salidas compatibles con el visualizador Grads (formato binario, .dat, .ctl)

2.6.3. GRILLA HORIZONTAL DEL MODELO WRF

Según Coifer (2011), el tipo de grilla horizontal que utiliza el modelo WRF es del tipo Arakawa C, tal y como se muestra en la figura 13. En determinados puntos de esta grilla horizontal se calculan las variables meteorológicas necesarias para la simulación. En la figura 13 los componentes v y u corresponden a variables vectoriales, como por ejemplo la dirección del viento, los cuales se calculan en los contornos de las celdas de grilla. La variable termodinámica θ se calcula en el centro de cada celda de grilla y representa el promedio de esa variable en cada celda de grilla.

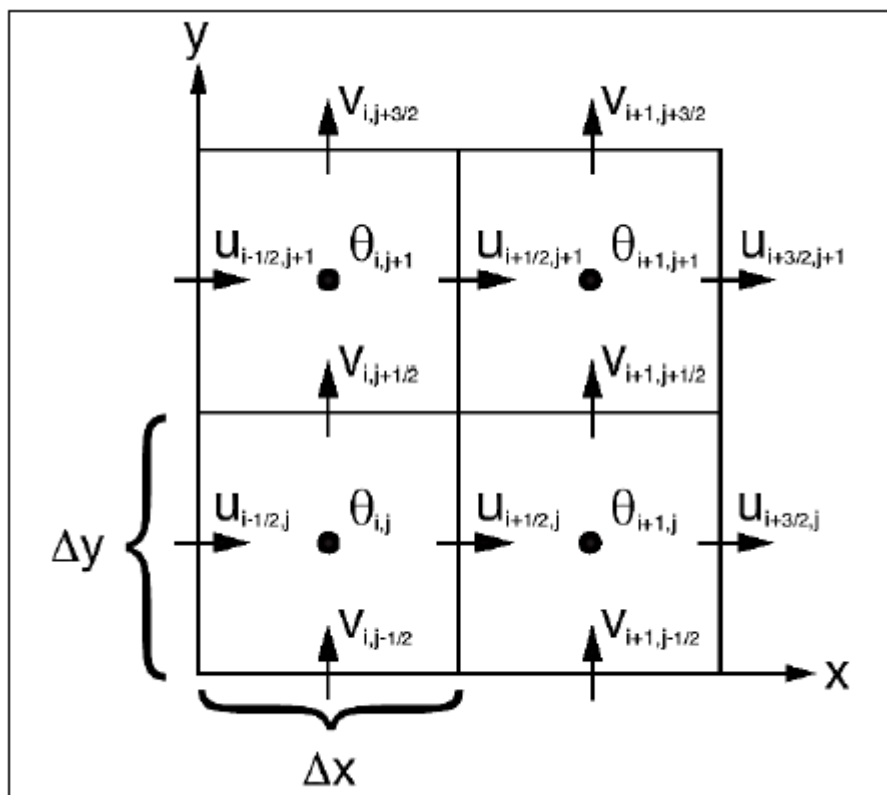


Figura 13: Grilla horizontal tipo Arakawa C del modelo WRF
FUENTE: Skamarock *et al.*, (2008)

A diferencia de la figura 13, la figura 14 se muestra la grilla horizontal de un dominio parental con un anidamiento de proporción 3:1. La elección de realizar las simulaciones estableciendo anidamientos permite ejecutar el modelo sin consumir demasiado recurso computacional (Wang, 2014).

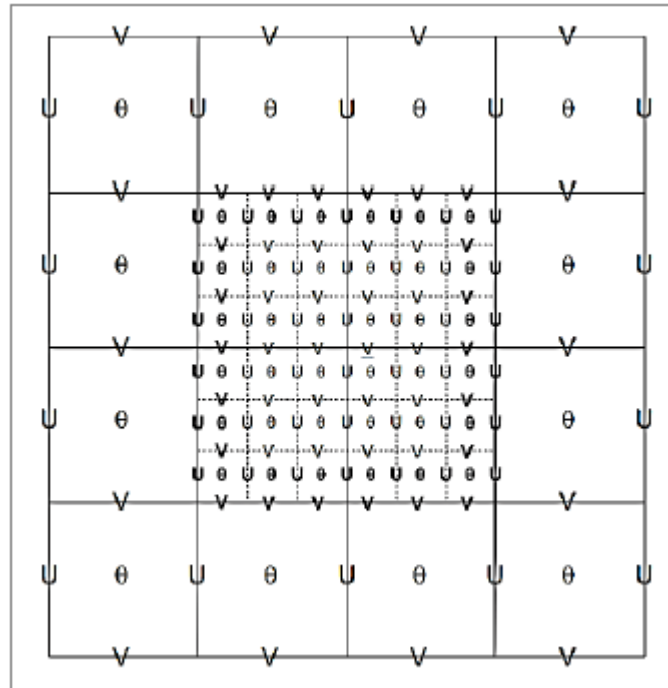


Figura 14: Grilla horizontal con anidamiento de proporción 3:1
FUENTE: Skamarock *et al.*, (2008)

2.6.4. GRILLA VERTICAL Y COORDENADAS VERTICALES DEL MODELO WRF

Las coordenadas verticales que usa el modelo se conocen como coordenadas verticales de presión hidrostática, un tipo de coordenadas que imita la forma del relieve topográfico para mejorar las simulaciones. Estas coordenadas permiten calcular las variables meteorológicas en puntos determinados de cada celda de simulación según la grilla vertical del modelo (ver figura 16). Las coordenadas verticales se denotan por el valor de η , de la siguiente forma:

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

Donde:

η : Coordenada vertical

p_h : Componente hidrostática de la presión

p_{hs} : Componente hidrostática de la presión en superficie

p_{ht} : Componente hidrostática de la presión a un nivel de altura

Los valores de η varían de uno en la superficie a cero en el nivel más alto del dominio como se muestra en la figura 15.

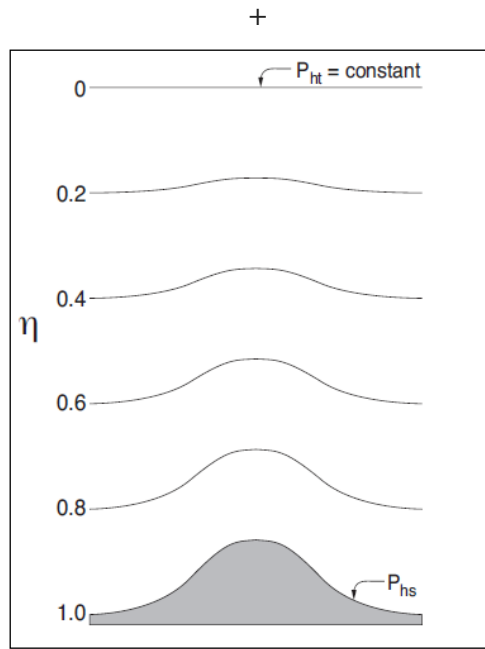


Figura 15: Coordenadas Verticales del Modelo WRF
FUENTE: Skamarock *et al.*, (2008)

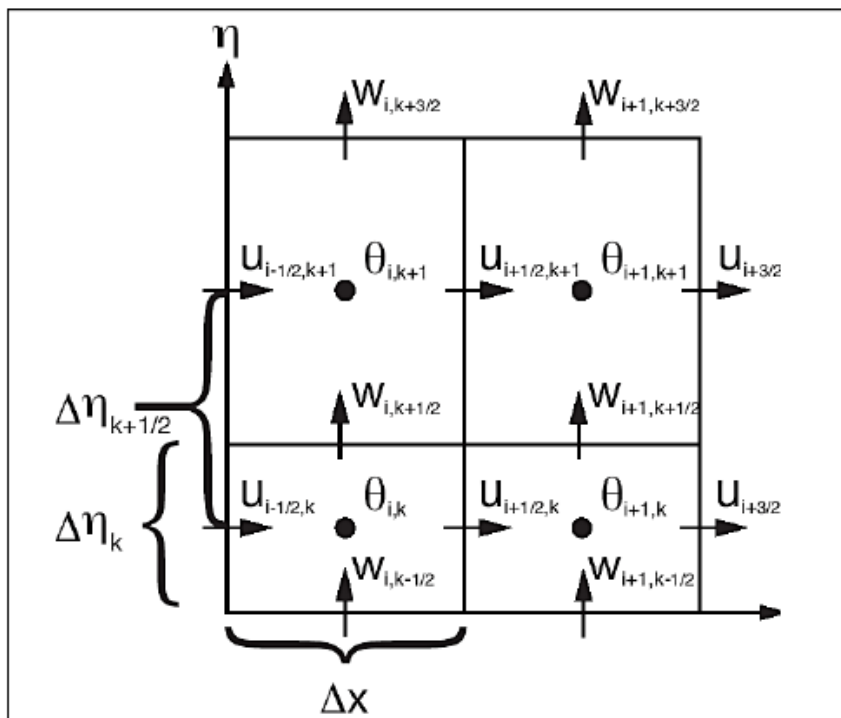


Figura 16: Grilla vertical del modelo WRF
FUENTE: Skamarock *et al.*, (2008)

2.7. VALIDACION DE MODELOS DE PREDICCION NUMERICA

En textos de modelamiento numérico de la atmosfera se usa verificación y validación indistintamente para referirse a los procedimientos necesarios para evaluar la representatividad de las simulaciones (Warner, 2011). Sin embargo, Debbai *et al.*, (2010) hace una diferencia entre estos dos términos, primero se menciona que verificación se refiere a la comprobación de si un modelo resuelve los procesos físicos de la atmósfera, y validación se refiere a la coherencia entre los resultados del modelo y los datos observados.

En el presente estudio se utilizará el término validación y verificación. En cualquier caso la credibilidad de los resultados de un modelo de predicción numérica involucra la comparación entre valores simulados y valores observados, utilizando técnicas estadísticas y/o métodos gráficos de comparación (Warner, 2011).

Es necesario considerar que la validación de un modelo de predicción numérica es necesario antes de su utilización en una determinada región del globo, principalmente en zonas de alta variabilidad topográfica (Warner, 2011).

2.7.1 PRUEBAS ESTADISTICAS PARA VALIDACIÓN DE DATOS OBTENIDOS POR EL MODELO WRF Y ECMWF

Según Jolliffe *et al.*, (2003) para evaluar la calidad de los pronósticos existen medidas de precisión (*accuracy*), medidas de asociación, y medidas de capacidad o destreza (*skill*). El análisis de medidas de precisión hoy es el más utilizado al evaluar estadísticamente pronósticos de variables discretas de modelos de predicción numérica, sobre todo las del error medio absoluto (MAE), la raíz del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de correlación. Sin embargo, existen en la bibliografía diferentes formas de evaluar los pronósticos con otras medidas de precisión más elaboradas y con otras medidas que miden no solo precisión, sino también la habilidad (*skill*) del modelo para pronosticar. Más información se puede encontrar en (Wilks, 2006, p.280). Cada una de las medidas de precisión explica algún tipo de relación que pueda haber entre los valores simulados y

observados basándose en la diferencia entre valores simulados y observados; esa diferencia también se conoce como *error de pronóstico*, *error de simulación*, o *residuo*.

Según Willmott (1982), para analizar los errores de pronóstico se deben calcular e interpretar como mínimo, las siguientes medidas: la media de los valores observados (\bar{O}), la media de los valores pronosticados (\bar{P}), la desviación estándar de la variable pronosticada (S_p), la desviación estándar de la variable observada (S_o), el intercepto de la ecuación de regresión lineal (a), la pendiente de la ecuación de regresión lineal (b), el error absoluto medio MAE, la raíz del error cuadrático medio RMSE y el coeficiente de correlación (r).

De ese modo, las siguientes medidas de precisión son las medidas de mayor uso hoy en día al evaluar pronósticos y/o resultados de simulación:

A. BIAS

El sesgo o *bias* es la diferencia entre la media de los valores simulados con la media de los valores observados. Aunque Wilks (2006), no considera a esta medida una medida de precisión en sí, esta medida es importante para evaluar que tan alejado está la media de los valores simulados con los valores observados. Pronósticos que son, en promedio, sobrestiman a las observaciones presentarán un $bias > 0$, y pronósticos que, en promedio, subestiman a las observaciones presentarán un $bias < 0$. Jolliffe *et al.*, (2003) recomienda que este valor debe ser pequeño tomando en cuenta que un *bias* de cero significaría que las medias de los pronósticos y de las observaciones son exactamente iguales, aun cuando existiera un error de pronóstico. Esta medida se calcula de la siguiente forma:

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)$$

Dónde:

N : Número de datos (puede ser número de tiempos o el número de pares (P_i, O_i))

P_i : Valor simulado en el tiempo i

O_i : Valor observado en el tiempo i

B. RMSE

La raíz del error cuadrático medio, RMSE por sus siglas en inglés, es la medida de precisión más usada para evaluar pronósticos. Esta medida es sensible a valores atípicos (*outliers*) presentes en la muestra de datos, ya que los errores derivados de estos valores atípicos son elevados al cuadrado. Una estimación exacta de los valores observados daría como resultado un RMSE de cero, que sería lo ideal; por eso siempre se busca que este valor sea el menor posible para interpretar una determinada precisión en los resultados de la simulación. Si no se tomara la raíz cuadrada de esta medida, esta no tendría las mismas unidades que las variables analizadas. El RMSE se calcula de la siguiente forma:

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2 \right\}^{1/2}$$

Dónde:

N : Número de datos (puede ser número de tiempos o el número de pares (P_i, O_i))

P_i : Valor simulado en el tiempo i

O_i : Valor observado en el tiempo i

C. MAE

Una forma de evadir que errores positivos y negativos se cancelen entre sí, como ocurre con el cálculo del *bias*, es calcular el error medio absoluto, MAE por sus siglas en inglés. El MAE considera el valor absoluto de los errores y los promedios. Debido a que el MAE es más resistente a valores atípicos (*outliers*) que el RMSE, el MAE es menos riguroso, y por lo tanto representa un grado de precisión menor que el RMSE, sin embargo, su facilidad de cálculo permite que sea usado para dar una primera impresión del error medio. Esta medida además se usa para calcular otras medidas de precisión y/o habilidad de los pronósticos (Wilks, 2006). Esta medida se calcula de la siguiente forma:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i|$$

Donde:

N: Numero de datos (puede ser número de tiempos o el número de pares (*P_i*, *O_i*))

P_i: Valor simulado en el tiempo *i*

O_i: Valor observado en el tiempo *i*

2.7.2. PRUEBAS ESTADISTICAS PARA VALIDACION DE LOS DATOS OBTENIDOS A PARTIR DEL MODELO WRF

A. ANÁLISIS DE REGRESIÓN LINEAL SIMPLE

La regresión lineal simple es un proceso estadístico que pretende modelar la relación entre dos variables, por la ecuación de línea recta. Así pues, tenemos una variable *Y*, que depende de otra *X*, que es independiente. Si se utiliza, solo una variable independiente, la regresión se denomina simple. Cuando se usa más de una variable independiente, la regresión se llama múltiple. La ecuación de la línea recta es: $Y = aX + b$ donde *a* es la pendiente del segmento de línea recta y *b* el punto en el que la línea corta al eje vertical (Orellana, 2008).

CLASES DE COEFICIENTES DE REGRESIÓN

Según Orellana (2008), el coeficiente de regresión puede ser: Positivo, Negativo o Nulo

Es positivo cuando las variaciones de la variable independiente X son directamente proporcionales a las variaciones de la variable dependiente Y.

Es negativo cuando las variaciones de la variable independiente X son inversamente proporcionales a las variaciones de la variable dependiente Y.

Es nulo o cero, cuando entre las variables dependientes "Y" e independientes "X" no existen relación alguna.

SUPOSICIONES DE LA REGRESIÓN LINEAL

Según Orellana (2008), los valores de la variable independiente X son fijos, medidos sin error.

La variable Y es aleatoria.

Para cada valor de X, existe una distribución normal de valores de Y.

Las varianzas de las subpoblaciones Y son todas iguales.

Todas las medias de las subpoblaciones de Y están sobre la recta.

Los valores de Y están normalmente distribuidos y son estadísticamente independientes.

ESTIMADORES DE MÍNIMOS CUADRADOS

Según Orellana (2008), el método de mínimos cuadrados para obtener los valores $\hat{\beta}_0$ y $\hat{\beta}_1$ que mejor se ajustan a los datos: $\hat{y}_i = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 x_i$.

Es una técnica de análisis numérico enmarcada dentro de la optimización matemática, en la que, dados un conjunto de pares ordenados: variable independiente, variable dependiente, y una familia de funciones, se intenta encontrar la función continua, dentro de dicha familia, que mejor se aproxime a los datos (un "mejor ajuste"), de acuerdo con el criterio de mínimo error cuadrático.

Según Orellana (2008), en su forma más simple, intenta minimizar la suma de cuadrados de las diferencias en las ordenadas (llamadas residuos) entre los puntos generados por la función elegida y los correspondientes valores en los datos. Específicamente, se llama mínimos cuadrados promedio (LMS) cuando el número de datos medidos es 1 y se usa el método de descenso por gradiente para minimizar el residuo cuadrado. Se puede demostrar que LMS minimiza el residuo cuadrado esperado, con el mínimo de operaciones (por iteración), pero requiere un gran número de iteraciones para converger.

Desde un punto de vista estadístico, un requisito implícito para que funcione el método de mínimos cuadrados es que los errores de cada medida estén distribuidos de forma aleatoria. El teorema de Gauss-Márkov prueba que los estimadores mínimos cuadráticos carecen de sesgo y que el muestreo de datos no tiene que ajustarse, por ejemplo, a una distribución normal. También es importante que los datos a procesar estén bien escogidos, para que permitan visibilidad en las variables que han de ser resueltas (para dar más peso a un dato en particular (Orellana, 2008).

ESTIMACIÓN DE LA ECUACIÓN DE REGRESIÓN MUESTRAL

Según Orellana (2008), consiste en determinar los valores de "a" y "b " a partir de la muestra, es decir, encontrar los valores de a y b con los datos observados de la muestra. El método de estimación es el de Mínimos Cuadrados, mediante el cual se obtiene:

$$a = \bar{Y} - b \bar{X}$$

$$b = \frac{\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum (X_i - \bar{X})^2} = \frac{\sum X_i Y_i - n \bar{X} \bar{Y}}{\sum X_i^2 - n \bar{X}^2}$$

Luego, la ecuación de regresión muestral estimada es:

$$\hat{Y} = a + b X$$

EL COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN

Orellana (2008), define el coeficiente de determinación, R^2 , como el cuadrado del coeficiente de correlación entre los valores de Y observados y los valores de Y ajustados; viene dado por la expresión:

$$R^2 = \frac{SSR}{S_{YY}} = 1 - \frac{S\hat{S}E}{S_{YY}} = \frac{S_{XY}^2}{S_{XX} \cdot S_{YY}}$$

CALIDAD DE AJUSTE DE UNA REGRESIÓN LINEAL SIMPLE

La calidad del ajuste de una regresión lineal simple, permite verificar la calidad con la que el modelo planteado permite hacer estimaciones. Se necesita conocer qué tanta variabilidad en Y fue explicada por el modelo, si se cumplen los supuestos de normalidad en los residuos y si la variación no tiene ningún patrón fuera de lo usual (Orellana, 2008).

MODELO DE REGRESIÓN LINEAL SIMPLE

Según Orellana (2008), el modelo de regresión lineal simple se caracteriza porque para estimar o predecir la variable dependiente o endógena sólo se utiliza una variable independiente o exógena, a través, de la siguiente ecuación:

$$Y_i = \alpha + \beta X_i + \epsilon_i \quad i = 1, \dots, N$$

Donde, N es el número de observaciones de las variables; los coeficientes α y β , son los parámetros desconocidos que indican respectivamente, la ordenada en el origen (o valor estimado de Y cuando $X=0$) y la pendiente o coeficiente de la regresión (o variación la variable dependiente ante variaciones unitarias de la variable independiente); y ϵ , es la perturbación aleatoria que recoge todos aquellos hechos no observables y que, por lo tanto, se asocian con el azar. Esta perturbación es la que confiere al modelo su carácter estocástico.

DEFINICIÓN DE CORRELACIÓN LINEAL

Según Orellana (2008), es aquella que establece la relación que existe entre las dos variables que participan en una distribución bidimensional.

TIPOS DE CORRELACIÓN LINEAL

Existen tres tipos de correlación lineal las cuales son:

Correlación Directa: Se da cuando al aumentar una de las variables la otra aumenta.

Correlación Inversa: Se da cuando al aumentar una de las variables la otra disminuye.

Correlación Nula: Se da cuando no hay dependencia entre las variables.

ANALISIS DE LOS RESIDUOS

LINEALIDAD DE LOS RESIDUOS

Orellana (2008) menciona que los residuos obtenidos por la ecuación del análisis de regresión lineal simple deben distribuirse normalmente y linealmente de modo que la ecuación de regresión sea válida.

DIFERENCIA ENTRE HOMOCEASTICIDAD Y HETEROCEASTICIDAD

Según Orellana (2008), es necesario contrastar la hipótesis de homocedasticidad, esto es, la varianza de los residuos es constante y no varía en los diferentes niveles del factor. La falta de homocedasticidad se denomina heterocedasticidad. Consecuencias de la falta de homocedasticidad.

Se ha demostrado que si el diseño es balanceado ($n_i = m, \forall i = 1, \dots, I$) los niveles de significación de los pruebas de hipótesis y los niveles de confianza de los intervalos apenas se ven afectados por la existencia de heterocedasticidad, a no ser que la varianza de la

respuesta para algún tratamiento particular sea considerablemente mayor que para otros.

Para tamaños muestrales de los grupos similares, la heterocedasticidad no afecta al F-test

ni a los distintos métodos de comparaciones múltiples siempre que: $\frac{\hat{S}_{Max}^2}{\hat{S}_{Min}^2} < 3$

Si los tamaños muestrales son muy distintos, se verifica que:

- Si los tratamientos con tamaños muestrales (n_i) pequeños tienen mayor varianza la probabilidad de cometer un error de tipo I en las pruebas de hipótesis será menor de lo que se obtiene y los niveles de confianza de los intervalos serán inferiores a lo que se cree;
- Si los tratamientos con tamaños muestrales (n_i) grandes tienen mayor varianza, entonces se tendrá el efecto contrario y las pruebas serán conservadoras.

Para estudiar si se verifica la homocedasticidad de modelo se pueden hacer los siguientes análisis descriptivos:

- Cálculo de la varianza (o desviación típica) de los residuos según los niveles del factor.
- El gráfico de cajas múltiple proporciona una idea de la distribución de los residuos según los niveles del factor.

INDEPENDENCIA DE LOS RESIDUOS

El Test de Durbin-Watson permite evaluar si existe autocorrelación en una Regresión lineal, sea simple o múltiple. Con ello se pretende ver si los valores presentan algún tipo de dependencia en cuanto al orden de obtención. Si fuera así se estaría incumpliendo una de las condiciones del modelo y cuando se incumplen las condiciones de un modelo de Regresión lineal (normalidad, homogeneidad de varianzas, independencia de los datos) las estimaciones de los parámetros del modelo (los coeficientes del modelo) no tienen los criterios de calidad que se suponen.

$$d = \frac{\sum_{t=2}^T (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^T e_t^2},$$

Donde:

e_t : Es el residual asociado a la observación en el tiempo

Para probar la autocorrelación positiva con nivel de significancia α , la estadística de prueba d se compara con los valores críticos inferiores y superiores ($d_{L,\alpha}$ and $d_{U,\alpha}$):

- Si $d < d_{L,\alpha}$, existe evidencia estadística de que los términos de error estén autocorrelacionados positivamente.
- Si $d > d_{U,\alpha}$, no hay evidencia estadística de que los términos de error estén autocorrelacionados positivamente.
- Si $d_{L,\alpha} < d < d_{U,\alpha}$, la prueba no es concluyente.

TABLA ANOVA

Según Viela (2000), el análisis de varianza permite evaluar si el modelo es o no significativo, este descompone la variabilidad de la variable respuesta en variabilidad explicada por el modelo más variabilidad no explicada o residual, esto permitirá contrastar si el modelo es significativo o no (ver cuadro 4). Bajo la hipótesis de que existe una relación lineal entre la variable respuesta y la regresora, se quiere realizar el siguiente contraste de hipótesis,

$$H_0 : E(Y/X = x) = \alpha_0 \text{ (es constante, no depende de } x\text{)}$$

Frente a la alternativa

$$H_1 : E(Y/X = x) = \alpha_0 + \alpha_1 x \text{ (el modelo lineal es significativo)}$$

Por tanto, si se acepta H_0 , la variable regresora no influye y no hay relación lineal entre ambas variables. En caso contrario, si existe una dependencia lineal de la variable respuesta respecto a la regresora.

Para todos los datos muestrales se hace la siguiente descomposición

$$(y_i - \bar{y}) = (y_i - \hat{y}_i) + (\hat{y}_i - \bar{y}),$$

Elevando al cuadrado y sumando se obtiene,

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 + 2 \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i) (\hat{y}_i - \bar{y}),$$

en base a la ortogonalidad de los vectores se obtiene que los productos cruzados son cero, de donde se sigue la siguiente igualdad (Teorema de Pitágoras) que permite descomponer la variabilidad de la variable respuesta $\left(\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2\right)$ en la variabilidad explicada por la recta de regresión $\left(\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2\right)$ más la variabilidad residual o no explicada por el modelo ajustado $\left(\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2\right)$,

<i>Suma de Cuadrados Global (scG)</i>	<i>Suma de Cuadrados Explicada (scE)</i>	<i>Suma de Cuadrados Residual (scR)</i>
$\underbrace{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}_{g.l. = n-1}$	$= \underbrace{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}_{g.l. = 1}$	$+ \underbrace{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}_{g.l. = n-2}$

Ahora se puede construir siguiente tabla ANOVA

Tabla 4: Análisis de Varianza

Tabla ANOVA del modelo de regresión simple			
<i>Fuente de Variación</i>	<i>Suma de Cuadrados</i>	<i>Grados de Libertad</i>	Varianzas
Por la recta	$scE = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2$	1	$\hat{s}_e^2 = \frac{scE}{1}$
Residual	$scR = \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2$	$n - 2$	$\hat{s}_R^2 = \frac{scR}{n - 2}$
Global	$scG = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$	$n - 1$	$\hat{s}_Y^2 = \frac{scG}{n - 1}$

Si H_0 es cierta (la variable X no influye), la recta de regresión es aproximadamente horizontal y se verifica que aproximadamente $\hat{y}_i \approx \bar{y}$, y por tanto $scE \approx 0$. Pero scE es una medida con dimensiones y no puede utilizarse como medida de discrepancia, para resolver este inconveniente se divide por la varianza residual y como estadístico del contraste de regresión se utiliza el siguiente

$$\hat{F}_R = \frac{\hat{s}_e^2}{\hat{s}_R^2}$$

Por la hipótesis de normalidad y bajo H_0 se deduce que el estadístico \hat{F}_R sigue una distribución F (**Contraste de la F**) con 1 y $n - 2$ grados de libertad.

$$\hat{F}_R = \frac{\hat{s}_e^2}{\hat{s}_R^2} \sim F_{1, n-2} \quad \text{bajo } H_0. \quad (6.14)$$

Sí el p - valor = P es grande (mayor que α) se acepta H_0 .

El **Contraste de la F** es un contraste unilateral (de una cola).

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio (cuadro amarillo) comprende la siguiente área de 15°S a 25°N y 120°W a 65°W tal como se indica en la figura 17.



Figura 17: Área de estudio, isla Lobos de Afuera (2) y la isla Clipperton, Polinesia Francesa (1), centro de la malla de estudio (1 color amarillo)

FUENTE: Elaboración propia

Tartaglione *et al.*, (2003) mencionan que el clima del Caribe está regulado principalmente por la cantidad de radiación solar que recibe esta región durante todo el año. Existen otros factores que contribuyen a regular el clima tropical, como por ejemplo, los vientos alisios (vientos predominantes en toda la región tropical comprendida entre 23.5° N y 23.5° S). Los vientos alisios se originan debido a dos factores principales que son: la rotación de la Tierra y la diferencia de temperatura entre el trópico y los polos. Otro fenómeno de suma importancia es el fenómeno de El Niño, que es un calentamiento anormal de las aguas del océano Pacífico que produce algunos efectos en el clima del Caribe. Además de estos fenómenos, también está la gran masa de agua cálida que se acumula anualmente entre el mar del Caribe y el Golfo de México.

La Isla Clipperton localizado a 10°N y 109°W es un atolón coralino deshabitado de 6 km² de superficie y 11,1 km de línea costera, localizado en el océano Pacífico norte, 1120 km al sudoeste de Punta Tejupan, en Michoacán (México), que es el punto más cercano a tierra firme. Es una posesión francesa administrada desde la Polinesia Francesa por un alto comisionado de Francia. Entre mayo y octubre, Clipperton recibe el baño de un sol ardiente que poco mengua el resto del año. Constantemente la azotan ciclones y tormentas tropicales, en especial durante la temporada de lluvias, que inicia aproximadamente en junio y termina en noviembre. Su precipitación pluvial anual es del orden de 5000 mm, cantidad que no se alcanza ni en las selvas húmedas del sudeste mexicano.

Según Barnston *et al.*, (1997) la región Niño 1+2 está compuesta por dos áreas: La región Niño 1, que corresponde a la región de surgencia costera que se observa mar afuera, frente a la costa de Perú y Ecuador. Es muy sensible a los cambios que ocurren en las interfaces océano-atmósfera del Pacífico centro-oriental. La región Niño 2, representa el área de las islas Galápagos, y es considerada como una zona de transición entre el Pacífico ecuatorial central y oriental. Estas dos regiones se agrupan en una sola, la región Niño 1+2, la cual se halla localizada entre las latitudes 0° y 10° Sur y las longitudes 90° y 80 °, esta región representa un indicador de los cambios inducidos por El Niño en los patrones de variabilidad de la costa del Pacífico de América del Sur.

Perú se encuentra próximo a la línea ecuatorial, por lo cual le debería corresponder un clima del tipo tropical; no obstante, la influencia de factores geográficos como la cordillera de los Andes y las corrientes marinas determinan su diversidad climática las cuales varían desde un clima tropical en la montaña hasta un clima de nieve o gélido en los Andes.

Lobos de Afuera, localizado a 6°S y 80°W, es una isla peruana que está situada a 19 kilómetros de distancia de la costa continental entre los departamentos de Piura y Lambayeque. Su superficie es de 2.4 km², su largo aproximado es 4.8 km y su ancho es de 3.2 km. El clima es "tropical". Presenta una temperatura media anual de 24.9 ° C y una precipitación anual de 180 mm.

3.2. MATERIALES REQUERIDOS PARA LA INVESTIGACIÓN

3.2.1. INFORMACIÓN DE PRESIÓN OBSERVADA

Para el presente trabajo los datos observados de presión atmosférica superficial se obtuvieron del **Research Data Archive**, los cuales tienen una resolución espacial de 1° (110 km aproximadamente) y resolución temporal de 6 horas, siendo el tamaño de cada archivo de 25 Mb, por lo cual para su descarga eficiente se utiliza un script el cual descarga de manera automática los archivos, dependiendo de la velocidad del internet esto puede tardar entre 2 o 3 días.

3.2.2. INFORMACION DE PRESIÓN OBSERVADA GENERADA POR EL MODELO WRF

Como el análisis de presiones se realiza a una escala espacial de 13 km, se utiliza el modelo atmosférico WRF para reducir la escala de 110 km a 13 km utilizando 2 dominios, el primero de 41.7 km y el segundo de 13 km, obteniendo finalmente la variable meteorológica presión atmosférica a nivel del mar en las 4 horas sinópticas 00, 06, 12 y 18 UTC.

Para extraer esta información se utilizó el dominio, que cubre la región de El Niño 1+2, oeste de Costa Rica y el Caribe, ubicado entre los 120°W - 65°W de longitud y 15°S -30°N con una resolución espacial de 13.9 Km y 19 niveles de presión.

Como condiciones iniciales este modelo utiliza datos del modelo global océano-atmosférico GFS (Global Forecast System) el cual es un modelo de pronóstico producido por NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Dicha información se puede descargar de manera gratuita en el siguiente link <https://rda.ucar.edu/>.

Las variables que fueron generadas por el modelo son: temperatura del aire, temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar, viento zonal y viento meridional. Toda esta información se extrajo para los principales niveles de presión (ver cuadro 5).

Tabla 5: Conjunto de datos extraídos del modelo WRF

Variables	Niveles de presión
Temperatura del aire	1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100
Temperatura superficial del mar	Superficie
Presión a nivel del mar	Superficie
Viento meridional	950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100
Viento zonal	950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100

3.2.3. INFORMACIÓN DE PRESIÓN CLIMATOLÓGICA

Se recolecto información, correspondiente al periodo de enero de 1980 hasta diciembre del 2010, del modelo ERA-INTERIM, el cual es un tipo de reanálisis global de observaciones climáticas registradas en los últimos 30 años y producido por ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Esta información se encuentra disponible libremente en la siguiente página web: http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/

Estos datos, según sus características, cuentan con una resolución temporal de 6 horas en UTC por día (00 UTC, 06UTC, 12UTC y 18UTC), una resolución espacial de 0.125° (13.9 Km) en formato global y además posee 37 niveles de presión para la mayoría de sus variables. El área que comprendió la descarga de los datos esta entre los 35°S a 25°N de latitud y desde los 120°W a 70°W de longitud. Las variables que se descargaron fueron: temperatura del aire, temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar, viento zonal y viento meridional para los niveles de 1000, 925, 700, 500, 300 y 200 hPa.

Adicionalmente en base a los datos observados del WRF y los datos del modelo ERA-INTERIM, se generaron anomalías de presión.

$$\text{Anomalías} = \text{Dato observado} - \text{Dato climático}$$

3.2.4. SOFTWARES

- Simulación de modelo WRF en el sistema HPC bioinformática, con 112 núcleos de procesamiento Intel E5-2670, 16 tarjetas NVIDIA m2090, una memoria RAM total de 2,000 Gbytes y un sistema de almacenamiento masivo de 2000 Terabytes.
- Matlab 2016b y compilador ATOM
- Python anaconda y miniconda 3.5
- Grads 2.02
- Linux-mint 19

3.3. ENFOQUE METODOLÓGICO

En la presente sección se explica las diferentes técnicas y procedimientos que se utilizaron para cumplir con los 4 objetivos específicos de la presente investigación. Los índices atmosféricos explican de una manera más eficiente la dinámica de la atmósfera, por lo cual con el IONC (Índice de Oscilación Niño Costero) se analizó el periodo que ocurrió El Niño Costero, basándose en la ecuación del índice atmosférico IOS (Índice de Oscilación del Sur) propuesto por la NOAA, ya que las islas Clipperton (Polinesia Francesa) y Lobos de Afuera (Perú) presentan características físicas similares a las islas Tahití (Polinesia Francesa) y Darwin (Australia) tal como se indica en el cuadro 6.

Tabla 6: Semejanzas y diferencias entre las zonas de estudio, Clipperton-Lobos y Tahití-Darwin

Semejanzas	Diferencias
Las islas Lobos de Afuera y Clipperton muestran cambios en las presiones superficiales a nivel del mar en cuanto aumenta la temperatura superficial del mar tal como lo hacen las islas Tahití y Darwin para identificar El Niño.	Las islas Tahití y Darwin presentan una posición zonal mientras que las islas Lobos de Afuera y Clipperton presentan una posición ligeramente meridional.

3.3.1. METODOLOGÍA PARA DETERMINAR EL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC

a) CONDICIONES INICIALES Y CONDICIONES DE FRONTERA

Realizar pronósticos estrictamente también es realizar simulaciones con el modelo, solo que éstas son simulaciones de eventos futuros; por eso cuando se realizan pronósticos se utilizan *datos de pronóstico* como condiciones de frontera. En cambio, cuando se quiere estudiar eventos pasados generalmente se utilizan *datos de análisis* como condiciones de frontera, ya que el mayor grado de precisión de los *datos de análisis* logra generalmente mejores simulaciones. A los resultados de la simulación de eventos pasados también se le suele llamar pronósticos, sin embargo, para no entrar en confusiones, en el presente estudio a los resultados obtenidos utilizando *datos de análisis* como condiciones de frontera se le llamara simplemente simulaciones.

En el cuadro 7 se puede ver que las condiciones iniciales son datos de análisis y las condiciones de frontera son datos de análisis. Los datos provienen del modelo global GFS con una resolución temporal de 6 horas, lo que quiere decir que se descargaron datos de las horas 00Z, 06Z, 12Z y 18Z de los dos años necesarios para realizar la ejecución del modelo. Las simulaciones se realizaron cada 3 meses con el objetivo de crear nuevas condiciones iniciales en cada simulación. Las primeras 12 horas de la simulación se obviaron debido al efecto spin-up. Según Coiffer (2001), este efecto se debe a que durante las primeras horas de integración de los pronósticos se presentan oscilaciones a causa de la formación de ondas inerciales-gravitacionales que se propagan, y que después de cierto tiempo, se dispersan y se atenúan a causa de procesos disipativos en el modelo.

Tabla 7: Características de los datos de entrada

	Para las condiciones iniciales	Para las condiciones de frontera
Tipo de datos	Datos de Análisis	Datos de Análisis
Fuente (Modelo Global)	GFS	GFS
Resolución Espacial	1°x1°	1°x1°
Resolución Temporal	6 horas	6 horas
Formato de archivo	GRIB2	GRIB2

b) CONFIGURACIÓN DEL MODELO

Para lograr una correcta configuración del modelo se siguió principalmente las recomendaciones de la Guía de Usuario del modelo, no obstante algunas recomendaciones importantes se tomaron desde la página web oficial del modelo para usuarios: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/> , en donde cada cierto tiempo se dan a conocer tutoriales para un correcto uso del modelo WRF.

b.1 Dominios y anidamientos de simulación

El uso de modelos de mesoescala implica tener que establecer las dimensiones de un espacio tridimensional en el globo (planeta), en donde se realizara la simulación de las variables meteorológicas. No obstante, existen espacios tridimensionales más pequeños que se pueden incluir dentro de este espacio tridimensional, estos espacios son de menores dimensiones y se conocen como anidamientos. El espacio tridimensional más grande se conoce como el dominio padre. En el presente estudio se estableció un dominio padre y un anidamiento para ejecutar el modelo, tal y como se puede observar en la figura 18. El dominio padre tiene una resolución espacial de 41.7 Km, el anidamiento tiene una resolución espacial de 13.9 Km. Según las resoluciones espaciales de estos espacios

tridimensionales las conformaciones de las dimensiones de estos espacios se pueden ver en el cuadro 8.

La coordenada centro que se usó como referencia para la conformación del dominio padre y del anidamiento fue la siguiente: 0.835° Sur de latitud y 89.165° Oeste de longitud.

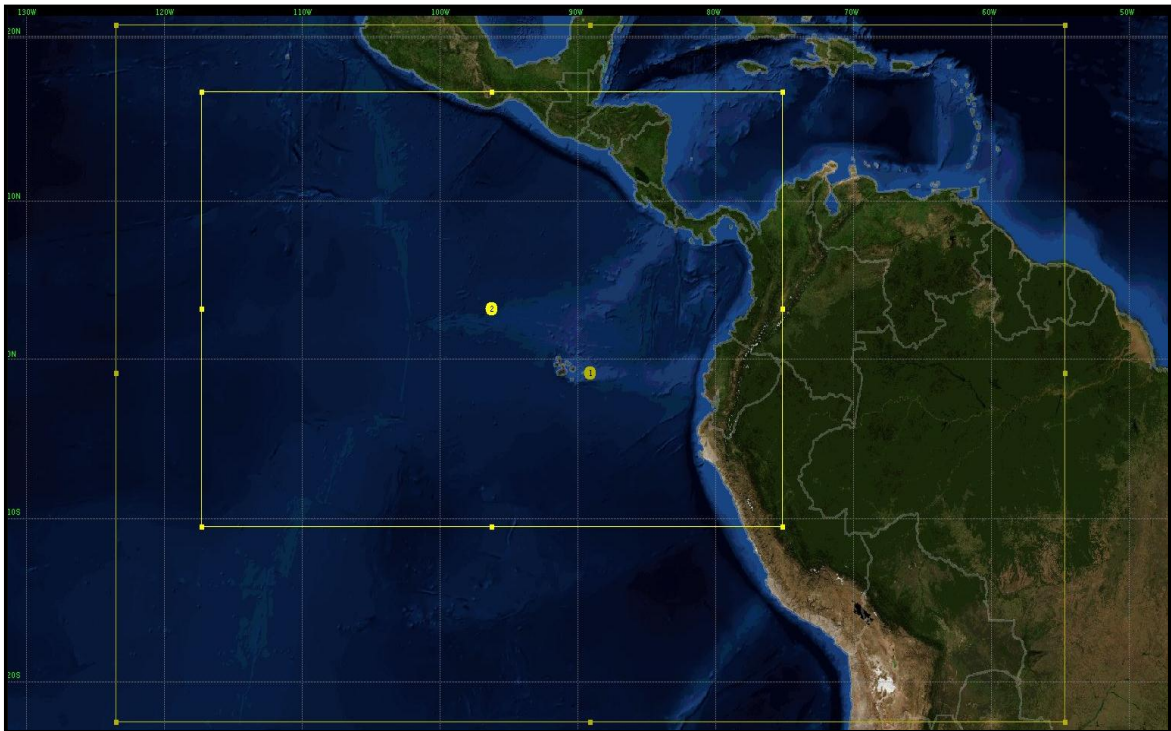


Figura 18: Dimensiones del dominio padre con centro en (1) y del anidamiento con centro en (2)
FUENTE: Elaboración propia

b.2. Opciones generales elegidas en el modelo

Las opciones generales elegidas en el modelo para realizar la simulación se muestran en el cuadro 8. Estas opciones tenían que ver principalmente con configurar el modelo tanto en la dimensión espacial como en la dimensión temporal. Se puede ver que las resoluciones horizontales en los ejes X, Y varían según el dominio de simulación, y se eligieron teniendo en cuenta la resolución espacial de los datos de entrada de 1°. El número de niveles verticales son las diferentes alturas que considero el modelo según las coordenadas verticales del modelo. El tiempo de paso se eligió según (Kalnay,2003, p.6). El número de puntos en los ejes, X, Y y Z está relacionado con el número de celdas tridimensionales que obtuvo el modelamiento. El tipo de anidamiento es de tipo two-way, el cual permitió que los anidamientos retroalimenten al dominio padre y de ese modo enriquecer al mecanismo de simulación (Guía de usuario WRF, 2014, p.5-12). Se eligió el núcleo dinámico ARW debido a que este se adecua mucho mejor al tipo de simulación elegido en el presente estudio. La resolución temporal de 6 horas se eligió porque de esa forma se obtendrían promedios de las presiones atmosféricas. Estos archivos se pueden ver en los anexos 1 y 2 respectivamente.

Todas las opciones anteriores se eligieron modificando primero el archivo de texto acoplado al modelo: Namelist.wps, y luego el namelist.input.

Tabla 8: Configuración general elegida en el modelo

Dominios	Dominio Padre (1er dominio)	1er Anidamiento (2do dominio)
Niveles verticales	30	30
Resol. horizontal dx	41.7 Km	13.9 Km
Resol. horizontal dy	41.7 Km	13.9 Km
Resolución temporal(horas)	6	6
Tiempo de paso (seg)	180	180
N° de puntos (X, Y, Z)	179x115x30	361x205x30
Tipo de Anidamiento	Two-way	
Núcleo Dinámico	ARW	
Versión del modelo WRF	3.8	

b.3. Elección de las opciones de la física en el modelo

La física del modelo WRF es de gran importancia cuando se lleva a cabo los pronósticos. Para este estudio se eligió las opciones de física que se recomiendan en la *Guía de Usuario del Modelo WRF* para regiones tropicales (Guía de Usuario WRF. 2016, p.5.26). Las principales opciones de la física del modelo que se eligieron se muestran en el cuadro 9.

Todas las opciones de física y dinámica del modelo se eligen modificando el archivo de texto *namelist.input*, que es el archivo que se tiene que modificar también para configurar el proceso del modelo WRF. Para una completa revisión de todas las opciones de la física y dinámica elegidas se puede ver el anexo 2.

Algunas opciones. Por ejemplo, la de elegir una física de cúmulos en el último anidamiento (cuadro 9), fueron recomendaciones que realizan los desarrolladores del modelo WRF en la página oficial del modelo: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>.

Tabla 9: Opciones de física elegidas en el modelo WRF

	Dominio Padre (1er dominio)	1er Anidamiento (2do dominio)
Capa limite planetaria (PBL)	Mellor-Yamada-Janjic (Eta) TKE	
Microfísica de nubes	WSM-5-class	
Interacción superficie-tierra	<i>unified</i> Noah	
Cúmulos	New Kain-Fritsch	New Kain-Fritsch
Capa superficial	Monin-Obukhov (Janjic Eta)	
Radiación de onda larga	RRTMG	
Radiación de onda corta	(old) GODDARD	

c) EJECUCIONES DEL MODELO

c.1. Número de ejecuciones del modelo

Para verificar la precisión de la simulación se ejecutó el modelo un cierto número de veces. La cantidad total de ejecuciones del modelo y sus respectivas horas de inicialización se muestra en el cuadro 10, también se muestra la hora que finalizó cada ejecución.

La simulación atmosférica se realizó por partes debido a que la data inicial presentó una estructura vertical diferente, es decir una primera ejecución de Enero a Mayo del 2016 presentó 27 niveles verticales, una segunda ejecución de Junio a Octubre del 2016 presentó 32 niveles verticales, una tercera ejecución de Noviembre a Diciembre del 2016 presentó 30 niveles verticales y una cuarta ejecución de Enero a Diciembre del 2017 presentó 32 niveles verticales, generándose diferentes variables meteorológicas. La elección de la cantidad y el tipo de variables meteorológicas que se obtendrían se dejó por defecto en el modelo. Para fines del presente estudio solamente se extrajo la variable: Presión atmosférica a nivel del mar

Tabla 10: Hora de inicio y fin para cada pronóstico

Simulación	Hora de inicialización	Hora de finalización
1ra ejecución	00Z 01 Enero 2016	00Z 31 Mayo 2016
2da ejecución	00Z 01 Junio 2016	00Z 31 Octubre 2016
3ra ejecución	00Z 01 Noviembre 2016	00Z 31 Diciembre 2016
4ta ejecución	00Z 01 Enero 2017	18Z 31 Diciembre 2017

En total se realizaron cuatro ejecuciones del modelo como lo muestra el cuadro 10. Las ejecuciones se realizaron en los dos años en donde se eligió evaluar el comportamiento del modelo. Se eligió como inicio de la simulación el mes de enero del 2016 hasta diciembre del 2017.

Considerando una determinada coordenada geográfica; como en una determinada ejecución del modelo se obtuvo 17,538 horas de simulación, lo que quiere decir que cada 6 horas se obtuvo una determinada presión atmosférica a nivel del mar, obteniendo en total 2,924 presiones a nivel del mar en un determinado punto geográfico. Estos 2,924 datos son suficientes para analizar estadísticamente una serie temporal según varios ejemplos mostrados en (Bowerman *et al.*, 2007).

c.2. Procedimiento para una sola ejecución del modelo

Para ejecutar el modelo correctamente se siguió principalmente las indicaciones y recomendaciones dispuestas en la *Guía de Usuario* del modelo y en tutoriales provistos en la página web oficial del modelo: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/>.

El manejo del modelo para la ejecución de la simulación se realizó en las instalaciones de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM), en el laboratorio de meteorología. Las características del superordenador que se utilizó se muestran en el cuadro 11.

Tabla 11: Características del superordenador utilizado para la simulación

Características	Tipo
Procesador	Intel
Memoria RAM	8 Tb
Capacidad Disco Duro	50 Tb
Numero de Núcleos	112
Sistema Operativo (SO)	Red Hat

Teniendo en cuenta el tiempo necesario para la adecuación del superordenador y el tiempo de manejo del modelo para la simulación, el tiempo para completar los pasos de este procedimiento para el pronóstico de presión atmosférica a nivel del mar fue cerca de 1 meses.

Todos los archivos generados en la simulación se obtuvieron en horas del Meridiano de Greenwich (hora Z)

Todas las ejecuciones del modelo se realizaron en la consola del sistema operativo mencionado en el cuadro 11.

c.2.1 Manejo del preprocesador – WRF *Preprocessing System* (WPS)

Dentro de la ruta donde se ubica el preprocesador (WPS) del modelo, la utilización del WPS consistió en modificar un archivo de texto ubicado en esta ruta. Este archivo de texto posee el nombre *namelist.wps* (anexo 1), y es en este archivo donde se encuentran todas las opciones necesarias para configurar los programas que conforman el WPS: *geogrid*, *ungrib* y *metgrid*.

Con el archivo de texto *namelist.wps* configurado correctamente (anexo 1), se procedió a ejecutar los programas del WPS secuencialmente, primero el *geogrid*, luego el *ungrib*, y por último el *metgrid*. Una vez completada la ejecución del WPS se obtuvieron los archivos de salida del WPS, que eran del tipo: *met_em.d0*.yyyy-mm-dd_hh:mm:ss.nc*, los cuales sirvieron como archivos de entrada para el siguiente proceso de simulación.

Según la configuración elegida en el modelo, y según la capacidad del superordenador para procesar los datos, el tiempo de corrida del preprocesador para la ejecución del modelo fue cerca de 10 horas.

c.2.2 Manejo del Procesador WRF

Los archivos provenientes de la ejecución del WPS se enlazaron al directorio o ruta donde se encontraban los programas del procesador WRF: *real* y *wrf*. En este directorio también se encontraba un archivo de texto de nombre *namelist.input*. Este archivo es crucial en el modelo porque en él se eligió la resolución temporal y espacial de la simulación, así como también la física del modelo (parametrizaciones). Una vez configurado correctamente el *namelist.input* (anexo 2), se procedió a ejecutar los programas que conforman el procesador WRF. Primero se ejecutó el programa *real*, el cual generó tres archivos, dos archivos del tipo *wrfinput_d0**, que eran las condiciones iniciales de los dominios de simulación, y un archivo padre del tipo *wrfbdy_d0**, que contenían la condición de frontera del dominio padre.

Luego de obtener los archivos generados por el programa real (3 archivos) se procedió a ejecutar el programa *wrf*. Para ello se colocan los datos en el *namelist.input* para una corrida óptima, se realizaron 4 simulaciones utilizando la opción **restart = 20160 horas**, lo que significa que el modelo ira generando condiciones iniciales nuevas cada 2 semanas (20160 horas), esto se hace como respaldo en caso el modelo se detenga por algún factor externo, con lo cual ya se tiene una nueva condición inicial desde donde se pueda iniciar la corrida nuevamente y de esta manera evitar realizar la simulación desde el principio

Este último es el programa más importante del modelo porque es el que realiza la simulación de las variables meteorológicas en el área de estudio. La ejecución del programa *wrf* genero 3 archivos, un archivo correspondiente al dominio padre y dos archivos correspondientes a los anidamientos. Estos tres archivos poseen un nombre del tipo: *wrfout_d0*_yyyy-mm-dd_hh:mm:ss*. Considerando la configuración elegida en el modelo y la capacidad del superordenador donde se realizó la simulación, la duración de solo una ejecución del programa real fue cerca de 5 minutos, a diferencia de la duración de la corrida del programa *wrf* que duro cerca de 20 horas.

d) POSTPROCESAMIENTO DE LOS PRONOSTICOS

Como los archivos de salida del procesador WRF aún estaban en formato *.nc* y no podían ser visualizados de forma directa, estos tenían que pasar por un postprocesamiento, de modo que se pueda visualizar. El principal objetivo del postprocesamiento fue básicamente convertir los archivos de salida a un formato adecuado para que puedan ser visualizados y analizados con otro software.

El postprocesamiento de las salidas del modelo consistió en ejecutar el programa *AWRpost*, pero primero éste tuvo que ser configurado modificando el archivo de texto acoplado llamado *namelist.ARWpost* (anexo 3). La configuración de este archivo consistió básicamente en colocar las fechas y la resolución temporal de los pronósticos y principalmente colocar el nombre del archivo de salida del procesador WRF del dominio correspondiente; como se explicó en el punto c.2.1 cada dominio de simulación genera su propio archivo, y como solo se consideró el ultimo dominio para extraer los datos se colocó el nombre correspondiente a este archivo: *wrfout_d02_**. Una vez configurado el

namelist.ARWpost se ejecutó el programa ARWpost, el cual convirtió el archivo de salida del procesador WRF en dos archivos en formatos *.ctl* y *.dat*. Una vez que se obtuvieron estos dos archivos en *.ctl* y *.dat*, recién los resultados pudieron ser visualizados con el *software* GRADS.

e) EXTRACCIÓN DE LA DATA CLIMATOLÓGICA

La data climatológica se extrae del modelo europeo ERA-INTERIM (ver figura 19) con una resolución espacial de 0.125° (13.9 Km).

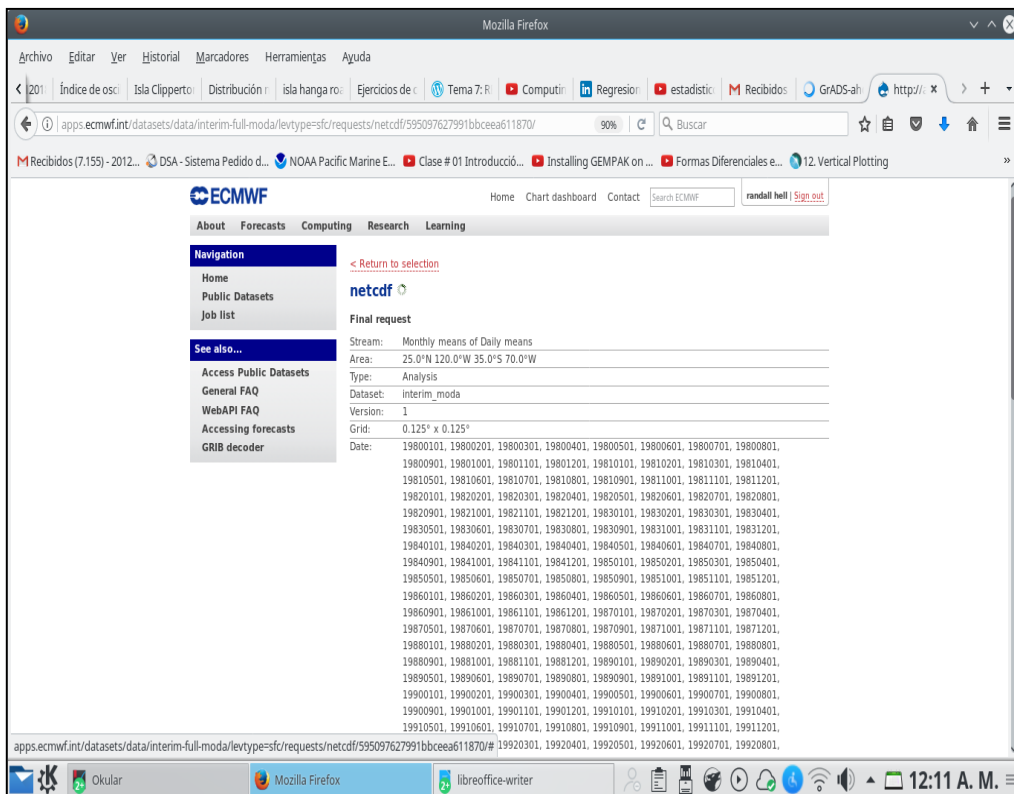


Figura 19: Extracción de data climatológica del modelo ECMWF

FUENTE: ECMWF, (2017)

Con los datos de presión observada y climatológica se calculan las anomalías de presiones atmosféricas superficiales a nivel del mar en ambas islas Lobos de Afuera (Perú) y Clipperton (Polinesia Francesa).

f) VALIDACION DE ANOMALIAS DE PRESION

Para la validación de las anomalías de presiones se utilizó el análisis de regresión simple.

CREACIÓN DEL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC

El Índice de Oscilación Niño Costero (IONC) se basa en una correlación de presiones atmosféricas entre el pacífico occidental sur y el pacífico occidental norte.

El IONC se calcula a partir de fluctuaciones mensuales de los valores de presión atmosféricas entre la isla Clipperton (Polinesia francesa) en el oeste de Costa Rica y la isla Lobos de Afuera en Perú.

IONC	=	(Estandarizado Lobos de Afuera – Estandarizado Clipperton)
		MSD

Donde

Estandarizado Clipperton	=	(Actual Clipperton SLP - Media Clipperton SLP)
		Desviación estándar Clipperton

Donde

$$\text{Desviación Estándar Clipperton} = \frac{\sum (\text{Actual Clipperton SLP} - \text{Media Clipperton SLP})^2}{N}$$

Donde **N** = Número de mes

Estandarizado Lobos	=	(Actual Lobos de Afuera SLP - Mean Lobos de Afuera SLP)
		Desviación estándar Lobos de Afuera

Donde

$$\text{Desviación Estándar Lobos} = \frac{\sum (\text{Actual Lobos de Afuera SLP} - \text{Media Lobos de Afuera SLP})^2}{N}$$

Donde **N** = Número de meses

Y

$$\text{MSD} = \text{Desviación Estándar Mensual} = \frac{\sum (\text{Estandarizado Lobos de Afuera} - \text{Estandarizado Clipperton})^2}{N}$$

Donde **N** = Número de Meses Sumados

El estado en la región Niño 1+2 utilizando el IONC se muestra en el cuadro 12

Tabla 12: Comportamiento del IONC

ESTADO EN LA REGIÓN NIÑO 1+2	ÍNDICE DE OSCILACIÓN NIÑO COSTERO (IONC)
NORMAL	Para un valor entre 0 a -1.5
NIÑO COSTERO	Para un valor menor a -1.5

3.3.2. METODOLOGIA PARA CUANTIFICAR LA INTENSIDAD DE EL NIÑO EN LA REGION 1+2 USANDO EL IONC

Una vez creado el índice atmosférico IONC se realizó un análisis temporal durante los dos años de estudio 2016 y 2017, en donde se observó los picos máximos del índice en los 4 meses que ocurrió El Niño Costero con el fin de observar su comportamiento y analizar la tendencia que siguió. Finalmente se podrá identificar que valores negativos indican desarrollo de Niño Costero.

3.3.3. METODOLOGIA PARA EVALUAR LA INFLUENCIA DEL JET DE NIVELES BAJOS DEL CARIBE EN EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO

Para el análisis de la influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe se utilizó las salidas del modelo WRF para simular el comportamiento de la variable meteorológica viento a 925 hPa, que es donde se muestra el núcleo del jet tal como lo indica (León, 2003), durante los 5 meses que ocurrió El Niño Costero.

3.3.4. METODOLOGIA PARA ANALIZAR LA SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DE 1925 Y EL DEL 2017

Se obtuvieron los datos de anomalías de temperatura superficial del mar de la NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (SST) v3. Con los datos obtenidos se realizó un estudio en el visualizador GRADS para analizar el comportamiento de las anomalías de TSM ocurridas durante el desarrollo de ambos eventos.

3.3.5. SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DEL 1925 Y EL NIÑO COSTERO DEL 2017

El fuerte episodio de El Niño de 1925 coincidió con condiciones de ENSO de frío a neutro (Takahashi y Martínez, 2017). Para distinguir El Niño Costero de la fase cálida ENSO, Perú define operativamente "El Niño costero" basado en la anomalía de TSM en la región Niño 1+2 (ENFEN, 2017). Mientras reciente se ha puesto atención al concepto de diversidad ENSO (por ejemplo, "Pacífico central" vs eventos del "Pacífico oriental"), El Niño costero representa otra faceta de ENSO que requiere mayor estudio en términos de sus mecanismos y predictibilidad.

Tabla 13: Índice de Oscilación del Sur (IOS) para Bienio 1925-1926

Mes \ Año	Ener	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
1925	5.6	13.8	14.9	14.4	-1.1	-4.7	-13.4	-10.8	-6.4	-12.9	-9.3	-7.0
1926	-5.4	-14.5	-13.3	-7.1	-2.7	-7.1	-1.0	-7.6	1.4	4.2	1.3	6.2

FUENTE: MacCall, (2005)

IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. RESULTADOS PARA LA DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE ATMOSFÉRICO IONC UTILIZANDO EL MODELO ATMOSFERICO WRF Y ECMWF

El procedimiento para la creación del índice atmosférico denominado Índice de Oscilación Niño Costero (IONC) en base a diferencia de presiones estandarizadas a nivel del mar entre la isla Lobos de Afuera (Perú) y la isla Clipperton (oeste de Costa Rica), dependió en gran medida de la resolución espacial a la cual se tomaron las presiones, para ello se realizó la simulación atmosférica con el modelo WRF y en el cual se eligió una resolución espacial de 13.9 km y una resolución temporal de 2 años. A continuación, se describen los resultados obtenidos para la determinación del Índice atmosférico de acuerdo a la metodología planteada.

4.1.1. VALIDACION ESTADISTICA DEL MODELO WRF

a) Presiones obtenidas con el modelo atmosférico WRF

El cuadro 14 muestra las presiones atmosféricas a nivel del mar en la Isla Lobos de Afuera y Clipperton obtenidas con el modelo atmosférico WRF a una resolución espacial de 13.9 km y una resolución temporal de 2 años. Se escogió 2 años de simulación atmosférica debido a que en este periodo se observa a mejor detalle la formación de El Niño Costero, con ello se puede observar cómo se comportó la atmósfera antes y después de su origen.

Para calcular la anomalía de presión se usó como base las presiones atmosféricas a nivel del mar climatológico de 1980-2010 obtenidas a partir del modelo europeo EMCWF tal como se observa en el cuadro 15.

Tabla 14: Presiones atmosféricas a nivel del mar obtenido con WRF

AÑO	MESES	ISLA LOBOS DE AFUERA	ISLA CLIPPERTON	DIFERENCIA MENSUAL DE PRESIONES ATMOSFÉRICAS
2016	ENERO	1011.00	1011.37	-0.37
	FEBRERO	1008.86	1010.33	-1.47
	MARZO	1010.20	1011.72	-1.52
	ABRIL	1010.61	1010.55	0.06
	MAYO	1011.98	1010.88	1.10
	JUNIO	1013.33	1011.35	1.98
	JULIO	1013.36	1011.55	1.81
	AGOSTO	1013.17	1011.38	1.79
	SEPTIEMBRE	1013.63	1011.65	1.98
	OCTUBRE	1012.96	1011.01	1.95
	NOVIEMBRE	1012.51	1010.99	1.52
	DICIEMBRE	1011.82	1011.31	0.51
2017	ENERO	1010.70	1012.34	-1.64
	FEBRERO	1009.96	1012.09	-2.13
	MARZO	1009.59	1011.85	-2.26
	ABRIL	1010.00	1010.57	-0.57
	MAYO	1012.06	1010.09	1.97
	JUNIO	1012.88	1010.88	2.00
	JULIO	1013.57	1011.67	1.90
	AGOSTO	1013.82	1011.21	2.61
	SEPTIEMBRE	1013.65	1011.15	2.5
	OCTUBRE	1012.63	1010.18	2.45
	NOVIEMBRE	1012.99	1011.18	1.81
	DICIEMBRE	1011.83	1011.38	0.45

Tabla 15: Climatología de presiones atmosféricas a nivel del mar obtenidas con ECMWF

AÑO	MESES	ISLA LOBOS DE AFUERA	ISLA CLIPPERTON	DIFERENCIA MENSUAL DE PRESIONES ATMOSFÉRICAS
2016	ENERO	1011.11	1011.67	-0.56
	FEBRERO	1010.33	1011.62	-1.29
	MARZO	1010.16	1011.22	-1.06
	ABRIL	1010.75	1010.66	0.09
	MAYO	1011.91	1010.51	1.40
	JUNIO	1012.88	1010.57	2.31
	JULIO	1013.52	1011.15	2.37
	AGOSTO	1013.69	1011.27	2.42
	SEPTIEMBRE	1013.64	1010.96	2.68
	OCTUBRE	1013.38	1011.00	2.38
	NOVIEMBRE	1012.67	1011.01	1.66
	DICIEMBRE	1011.91	1011.36	0.54
2017	ENERO	1011.11	1011.67	-0.56
	FEBRERO	1010.33	1011.62	-1.29
	MARZO	1010.16	1011.22	-1.06
	ABRIL	1010.75	1010.66	0.09
	MAYO	1011.91	1010.51	1.40
	JUNIO	1012.88	1010.57	2.31
	JULIO	1013.52	1011.15	2.37
	AGOSTO	1013.69	1011.27	2.42
	SEPTIEMBRE	1013.64	1010.96	2.68
	OCTUBRE	1013.38	1011.00	2.38
	NOVIEMBRE	1012.67	1011.01	1.66
	DICIEMBRE	1011.91	1011.36	0.54

b) Medidas de precisión para las presiones obtenidas en la isla lobos de Afuera

Para la isla Lobos de Afuera con las presiones atmosféricas a nivel del mar tanto observadas como las climatológicas (ver cuadro 16) se procede a calcular las medidas de precisión para validar los datos obtenidos por el modelo WRF.

Estos resultados presentan los siguientes valores, para el BIAS un valor de -0.1995 lo que indica que las presiones atmosféricas a nivel del mar observadas presentan una ligera subestimación respecto a su media, para el RMSE un valor de 0.4483 lo que indica una moderada precisión en los resultados de la simulación, para el MAE un valor de 0.3006 lo que indica un grado de precisión aceptable.

Para la isla Clipperton con las presiones atmosféricas a nivel del mar tanto observadas como las climatológicas (ver cuadro 17) se procede a calcular las medidas de precisión para validar los datos obtenidos por el modelo WRF.

Estos resultados presentan los siguientes valores, para el BIAS un valor de 0.1111 lo que indica que las presiones atmosféricas a nivel del mar observadas presentan una ligera sobreestimación respecto a su media, para el RMSE un valor de 0.4906 lo que indica una moderada precisión en los resultados de la simulación, para el MAE un valor de 0.3752 lo que indica un grado de precisión aceptable.

Tabla 16: Presiones obtenidas con el modelo WRF y ECMWF en la isla Lobos de Afuera

AÑO	MESES	PRESIONES OBSERVADAS	PRESIONES CLIMATOLÓGICAS
2016	ENERO	1011.00	1011.11
	FEBRERO	1008.86	1010.33
	MARZO	1010.20	1010.16
	ABRIL	1010.61	1010.75
	MAYO	1011.98	1011.91
	JUNIO	1013.33	1012.88
	JULIO	1013.36	1013.52
	AGOSTO	1013.17	1013.69
	SEPTIEMBRE	1013.63	1013.64
	OCTUBRE	1012.96	1013.38
	NOVIEMBRE	1012.51	1012.67
	DICIEMBRE	1011.82	1011.91
2017	ENERO	1010.70	1011.11
	FEBRERO	1009.96	1010.33
	MARZO	1009.59	1010.16
	ABRIL	1010.00	1010.75
	MAYO	1012.06	1011.91
	JUNIO	1012.88	1012.88
	JULIO	1013.57	1013.52
	AGOSTO	1013.82	1013.69
	SEPTIEMBRE	1013.65	1013.64
	OCTUBRE	1012.63	1013.38
	NOVIEMBRE	1012.99	1012.67
	DICIEMBRE	1011.83	1011.91

BIAS = -0.1995

RMSE = 0.4483

MAE = 0.3006

Tabla 17: Presiones obtenidas con el modelo WRF y ECMWF en la isla Clipperton

AÑO	MESES	PRESIONES OBSERVADAS	PRESIONES CLIMATOLÓGICAS
2016	ENERO	1011.37	1011.67
	FEBRERO	1010.33	1011.62
	MARZO	1011.72	1011.22
	ABRIL	1010.55	1010.66
	MAYO	1010.88	1010.51
	JUNIO	1011.35	1010.57
	JULIO	1011.55	1011.15
	AGOSTO	1011.38	1011.27
	SEPTIEMBRE	1011.65	1010.96
	OCTUBRE	1011.01	1011.00
	NOVIEMBRE	1010.99	1011.01
	DICIEMBRE	1011.31	1011.36
2017	ENERO	1012.34	1011.67
	FEBRERO	1012.09	1011.62
	MARZO	1011.85	1011.22
	ABRIL	1010.57	1010.66
	MAYO	1010.09	1010.51
	JUNIO	1010.88	1010.57
	JULIO	1011.67	1011.15
	AGOSTO	1011.21	1011.27
	SEPTIEMBRE	1011.15	1010.96
	OCTUBRE	1010.18	1011.00
	NOVIEMBRE	1011.18	1011.01
	DICIEMBRE	1011.38	1011.36

BIAS = 0.1111

RMSE = 0.4906

MAE = 0.3752

4.1.2. ANOMALÍAS DE PRESIÓN ATMOSFÉRICA

Para la isla Lobos de Afuera y como resultado de obtener las presiones atmosféricas a nivel del mar tanto observadas (WRF) como climatológicas (ECWMF) se procede a obtener las anomalías de presión atmosférica a nivel del mar y los cuales son mostrados en el cuadro 18.

Para la isla Clipperton y como resultado de obtener las presiones atmosféricas a nivel del mar tanto observadas como climatológicas se procede a obtener las anomalías de presión atmosférica a nivel del mar y los cuales son mostrados en el cuadro 19.

Luego se procedió a graficar en una serie de tiempo las anomalías de presión atmosférica tanto para la isla Lobos de Afuera como para la isla Clipperton tal como se muestra en la figura 20.

En la figura 20 se observa una correlación negativa en los 5 meses que se produjo la acción de El Niño Costero, es decir durante estos 5 meses, los cuales fueron: Diciembre (2016), Enero, Febrero, Marzo y Abril del 2017, las anomalías de presión atmosféricas a nivel del mar se muestran negativas para la isla Lobos de Afuera y positiva para la isla Clipperton. Este último resultado concuerda con el aumento de la temperatura superficial del mar, pues durante estos 5 meses para la isla Lobos de Afuera se mantuvo un calentamiento, lo que originó que disminuya la densidad del aire que estaba encima de esta porción de agua caliente y por lo tanto ocurra una disminución de presión atmosférica lo que finalmente produce anomalías de presión negativas.

Contrariamente para la isla Clipperton en donde se mantuvo una disminución de la temperatura superficial del mar lo que originó un aumento en la densidad del aire que se encuentra encima de esta porción fría y por lo tanto ocurra un aumento de la presión atmosférica lo que finalmente produce anomalías de presión positivas.

Finalmente se observa una relación de anomalías de presión inversa durante la acción de El Niño Costero y una relación directa para los demás meses de estudio.

Tabla 18: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la Isla Lobos de Afuera

AÑO	MESES	Presión Observada	Presión Climatológica	Anomalías
2016	ENERO	1011.00	1011.11	-0.11
	FEBRERO	1008.86	1010.33	-1.47
	MARZO	1010.20	1010.16	0.04
	ABRIL	1010.61	1010.75	-0.14
	MAYO	1011.98	1011.91	0.07
	JUNIO	1013.33	1012.88	0.45
	JULIO	1013.36	1013.52	-0.16
	AGOSTO	1013.17	1013.69	-0.52
	SEPTIEMBRE	1013.63	1013.64	-0.01
	OCTUBRE	1012.96	1013.38	-0.42
	NOVIEMBRE	1012.51	1012.67	-0.16
	DICIEMBRE	1011.82	1011.91	-0.09
2017	ENERO	1010.70	1011.11	-0.41
	FEBRERO	1009.96	1010.33	-0.37
	MARZO	1009.59	1010.16	-0.57
	ABRIL	1010.00	1010.75	-0.75
	MAYO	1012.06	1011.91	0.15
	JUNIO	1012.88	1012.88	0.00
	JULIO	1013.57	1013.52	0.05
	AGOSTO	1013.82	1013.69	0.13
	SEPTIEMBRE	1013.65	1013.64	0.01
	OCTUBRE	1012.63	1013.38	-0.75
	NOVIEMBRE	1012.99	1012.67	0.32
	DICIEMBRE	1011.83	1011.91	-0.08

Tabla 19: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la Isla Clipperton

AÑO	MESES	Presión Observada	Presión Climatológica	Anomalías
2016	ENERO	1011.37	1011.67	-0.30
	FEBRERO	1010.33	1011.62	-1.29
	MARZO	1011.72	1011.22	0.50
	ABRIL	1010.55	1010.66	-0.11
	MAYO	1010.88	1010.51	0.37
	JUNIO	1011.35	1010.57	0.78
	JULIO	1011.55	1011.15	0.40
	AGOSTO	1011.38	1011.27	0.11
	SEPTIEMBRE	1011.65	1010.96	0.69
	OCTUBRE	1011.01	1011.00	0.01
	NOVIEMBRE	1010.99	1011.01	-0.02
	DICIEMBRE	1011.31	1011.36	-0.05
2017	ENERO	1012.34	1011.67	0.67
	FEBRERO	1012.09	1011.62	0.47
	MARZO	1011.85	1011.22	0.63
	ABRIL	1010.57	1010.66	-0.09
	MAYO	1010.09	1010.51	-0.42
	JUNIO	1010.88	1010.57	0.31
	JULIO	1011.67	1011.15	0.52
	AGOSTO	1011.21	1011.27	-0.06
	SEPTIEMBRE	1011.15	1010.96	0.19
	OCTUBRE	1010.18	1011.00	-0.82
	NOVIEMBRE	1011.18	1011.01	0.17
	DICIEMBRE	1011.38	1011.36	0.02

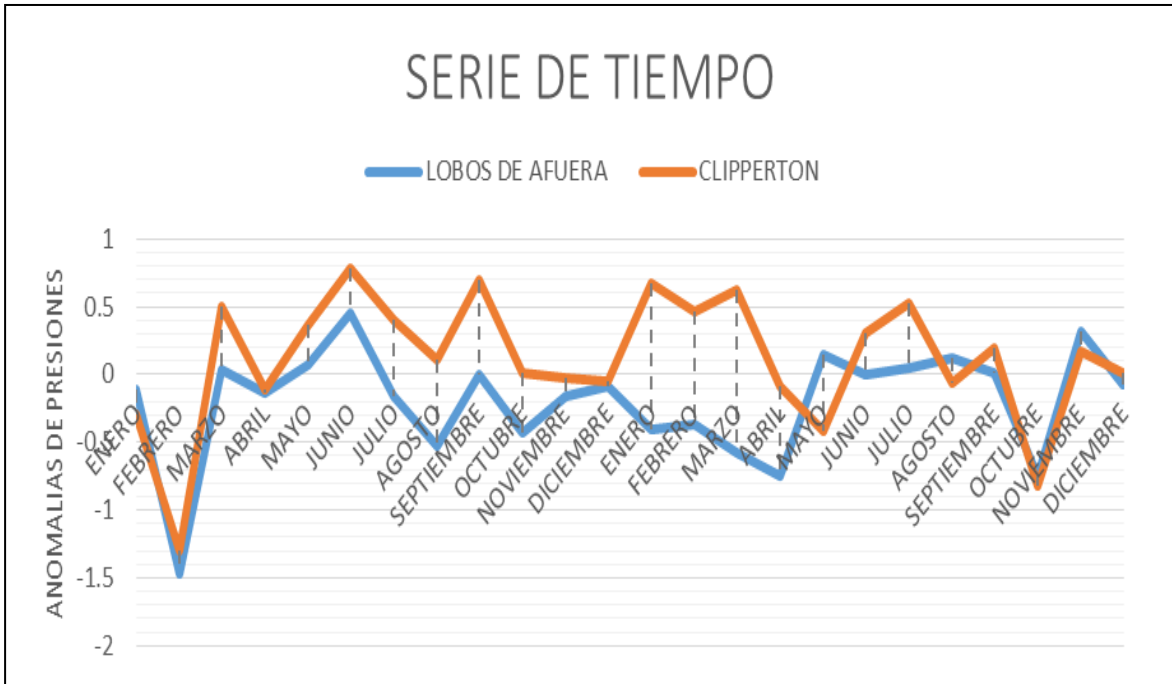


Figura 20: Serie de Tiempo de anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton durante el 2016 y 2017

4.1.3. PRUEBA ESTADISTICA PARA LAS ANOMALIAS DE PRESIONES DUARANTE EL 2016 Y 2017

Como resultado de haber obtenido las anomalías de presión atmosféricas a nivel del mar, estas (ver cuadro 20) se utilizaron para observar su relación lineal directa o inversa además de analizar los supuestos de una regresión lineal simple, tales como la normalidad de los errores, homogeneidad de las varianzas e independencia de los errores.

Tabla 20: Anomalías de presión atmosférica a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton

AÑO	MESES	Anomalías de la isla Lobos de Afuera	Anomalías de la isla Lobos de Afuera
2016	ENERO	-0.11	-0.30
	FEBRERO	-1.47	-1.29
	MARZO	0.04	0.50
	ABRIL	-0.14	-0.11
	MAYO	0.07	0.37
	JUNIO	0.45	0.78
	JULIO	-0.16	0.40
	AGOSTO	-0.52	0.11
	SEPTIEMBRE	-0.01	0.69
	OCTUBRE	-0.42	0.01
	NOVIEMBRE	-0.16	-0.02
	DICIEMBRE	-0.09	-0.05
2017	ENERO	-0.41	0.67
	FEBRERO	-0.37	0.47
	MARZO	-0.57	0.63
	ABRIL	-0.75	-0.09
	MAYO	0.15	-0.42
	JUNIO	0.00	0.31
	JULIO	0.05	0.52
	AGOSTO	0.13	-0.06
	SEPTIEMBRE	0.01	0.19
	OCTUBRE	-0.75	-0.82
	NOVIEMBRE	0.32	0.17
	DICIEMBRE	-0.08	0.02

a) **Regresión Lineal simple**

Para su cálculo se utilizó un script (ver anexo 4) el cual muestra de manera automática la tabla ANOVA, las medidas de bondad de ajuste (Suma de los cuadrados medios de los errores, coeficiente de determinación y el F calculado) y los errores del modelo.

En la figura 21 se muestra el gráfico de las anomalías de presiones tomando como predictor a la isla Lobos de Afuera y como predictando a la isla Clipperton, se hizo así debido a que este orden muestra un coeficiente de determinación más alto y un cuadrado medio residual menor. Además, se muestra una relación directa esto se debe a que de los 24 meses de estudio solo en 5 se muestra la relación inversa, que es donde se produjo el Niño Costero.

En el cuadro 21 se muestra la tabla ANOVA obtenida al procesar los datos en una regresión lineal simple y en donde se demuestra la homogeneidad de las varianzas al aceptar el modelo de regresión simple para este conjunto de datos.

Existen 3 medidas de ajuste de una regresión lineal simple o lo que es lo mismo existen medidas de bondad de ajuste en donde la suma de los cuadrados medios de los errores es el más fundamental siendo este 0.1669, siendo un valor cercano a 0 el más óptimo pues esto indica que en la distribución los residuos se agrupan fuertemente, luego se encuentra el más común que es el coeficiente de determinación el cual presenta un valor de 0.33 siendo el óptimo un valor de 1, la última medida es la razón F de valor 10.8407, el cual incrementa la fuerza de la regresión al tener valores pequeños, pues lo óptimo es que debe producir un cuadrado medio de la regresión de gran valor y un pequeño cuadrado medio de los errores.

Finalmente, estos resultados representan que el modelo de regresión lineal simple verifica la relación directa entre las anomalías de presiones entre la isla Lobos de Afuera y Clipperton.

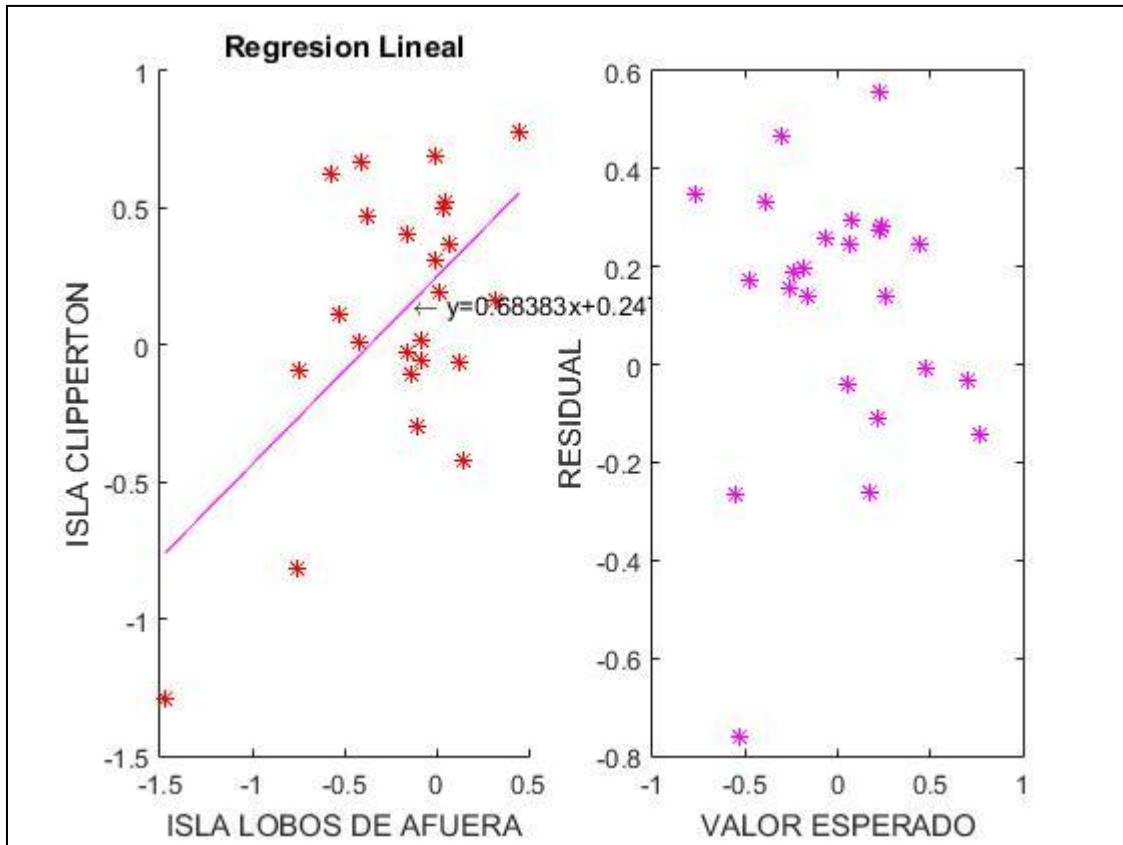


Figura 21: Ecuación de regresión lineal simple de las anomalías de presiones y la distribución de sus errores

ECUACION DE REGRESSION

$$Y = 0.6838X + 0.2475$$

TABLA ANVA

H₀: El modelo de regresión lineal NO sirve para explicar la respuesta

H₁: El modelo si es significativo SI sirve para explicar la respuesta

Tabla 21: Análisis de varianzas (ANOVA) del modelo de regresión lineal simple

Tabla ANOVA del modelo de regresión simple				
Fuente de variación	Grados de libertad	Suma de Cuadrados	Cuadrado medio	Fc
Por la recta	1	1.8089	1.8089	10.8407
Residual	22	3.6710	0.1669	
Total	23	5.4798		

Fisher Tabulado = $f_{inv}(1-0.05, 22, 1)$ porcentaje de confianza de 0.95

Fisher Tabulado = 248.5791

Fisher calculado < Fisher Tabulado

CONCLUSION

Aceptamos el modelo para nuestros datos

MEDIDAS DE BONDAD DE AJUSTE

a) Cuadrado Medio del Error

0.1669

b) Coeficiente de determinación

0.330

c) La razón F

$F = MSR/SME = 10.8407$

COEFICIENTE DE CORRELACION

0.5745

b) Análisis de independencia de los errores utilizando el estadístico de Durbin-Watson

Como resultado de analizar las anomalías de presiones atmosféricas a nivel del mar en la regresión lineal simple, se procedió a analizar la independencia de los errores a través del Test de Durbin-Watson el cual permitió evaluar si existe autocorrelación en una regresión lineal, sea simple o múltiple.

Para calcular el Test de Durbin-Watson primero se necesitó calcular la suma de los cuadrados de los errores tal como se muestra en el cuadro 22, luego se debe desfasar en una fila los errores, después se procedió a calcular la diferencia y finalmente se obtuvo la suma de los cuadrados de la diferencia de los residuos tal como se indica en el cuadro 23. Finalmente, el test de Durbin Watson muestra un valor de 1.37 lo que indicó que existe una independencia en los residuos y una correlación directa tal como se indica en la figura 21.

Tabla 22: Residuos del modelo de regresión lineal simple

Errores	Cuadrado de los errores
-0.47	0.22
-0.53	0.28
0.22	0.05
-0.26	0.07
0.08	0.01
0.22	0.05
0.26	0.07
0.22	0.05
0.45	0.20
0.05	0.00
-0.16	0.03
-0.24	0.06
0.70	0.49
0.47	0.23
0.77	0.59
0.17	0.03
-0.77	0.59
0.06	0.00
0.24	0.06
-0.39	0.15
-0.07	0.00
-0.55	0.30
-0.30	0.09
-0.18	0.03
Suma de cuadrado de los errores	3.67

Tabla 23: Resultado del estadístico Durbin-Watson

Errores	Errores desfasados	Diferencia de los residuos	Diferencia de los cuadrados de los residuos
-0.53	-0.47	-0.06	0.00
0.22	-0.53	0.76	0.57
-0.26	0.22	-0.49	0.24
0.08	-0.26	0.34	0.12
0.22	0.08	0.15	0.02
0.26	0.22	0.04	0.00
0.22	0.26	-0.04	0.00
0.45	0.22	0.23	0.05
0.05	0.45	-0.39	0.16
-0.16	0.05	-0.22	0.05
-0.24	-0.16	-0.08	0.01
0.70	-0.24	0.94	0.89
0.47	0.70	-0.23	0.05
0.77	0.47	0.30	0.09
0.17	0.77	-0.60	0.36
-0.77	0.17	-0.94	0.88
0.06	-0.77	0.83	0.69
0.24	0.06	0.18	0.03
-0.39	0.24	-0.63	0.40
-0.07	-0.39	0.33	0.11
-0.55	-0.07	-0.49	0.24
-0.30	-0.55	0.25	0.06
-0.18	-0.30	0.12	0.01
		Suma de los cuadrados de la diferencia de los residuos	5.03

Test Durbin-Watson = Suma de los cuadrados de la diferencia de los residuos/ Suma de cuadrado de los errores

Test Durbin-Watson = $d = 1.37$

Como d es 1.37 se puede comprobar que los errores son independientes y que muestran una correlación positiva

4.1.4. PRUEBA ESTADISTICA PARA LAS ANOMALIAS DE PRESIONES DURANTE EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO

a) Regresión Lineal Simple

Para su cálculo se utilizó un script (ver anexo 4) el cual muestra de manera automática la tabla ANOVA, las medidas de bondad de ajuste (Suma de los cuadrados medios de los errores, Coeficiente de Determinación y el F calculado) y los errores del modelo.

En la figura 22 se muestra el grafico de las anomalías de presiones tomando como predictor a la isla Lobos de Afuera y como predictando a la isla Clipperton, se hizo así debido a que este orden muestra un coeficiente de determinación más alto y un cuadrado medio residual menor. Además, se muestra una relación inversa pues para este caso solo se está analizando los 5 meses en donde se desencadenó la acción de El Niño Costero.

En el cuadro 24 se muestra la tabla ANOVA obtenida al procesar los datos en una regresión lineal simple y en donde se demuestra la homogeneidad de las varianzas al aceptar el modelo de regresión simple para este conjunto de datos.

Existen 3 medidas de ajuste de una regresión lineal simple o lo que es lo mismo existen medidas de bondad de ajuste en donde la suma de los cuadrados medios de los errores es el más fundamental siendo este 0.1814, siendo un valor cercano a 0 el más óptimo pues esto indica que en la distribución los residuos se agrupan fuertemente, luego se encuentra el más común que es el coeficiente de determinación el cual presenta un valor de 0.0055 siendo el óptimo un valor de 1, esto se debe a que solo se están analizando 5 datos, la última medida es la razón F de valor 0.0166, el cual incrementa la fuerza de la regresión al tener valores pequeños, pues el óptimo es que debe producir un cuadrado medio de la regresión de gran valor y un pequeño cuadrado medio de los errores.

Finalmente, estos resultados representan que el modelo de regresión lineal simple verifica la relación inversa entre las anomalías de presiones entre la isla Lobos de Afuera y Clipperton durante la acción de El Niño Costero.

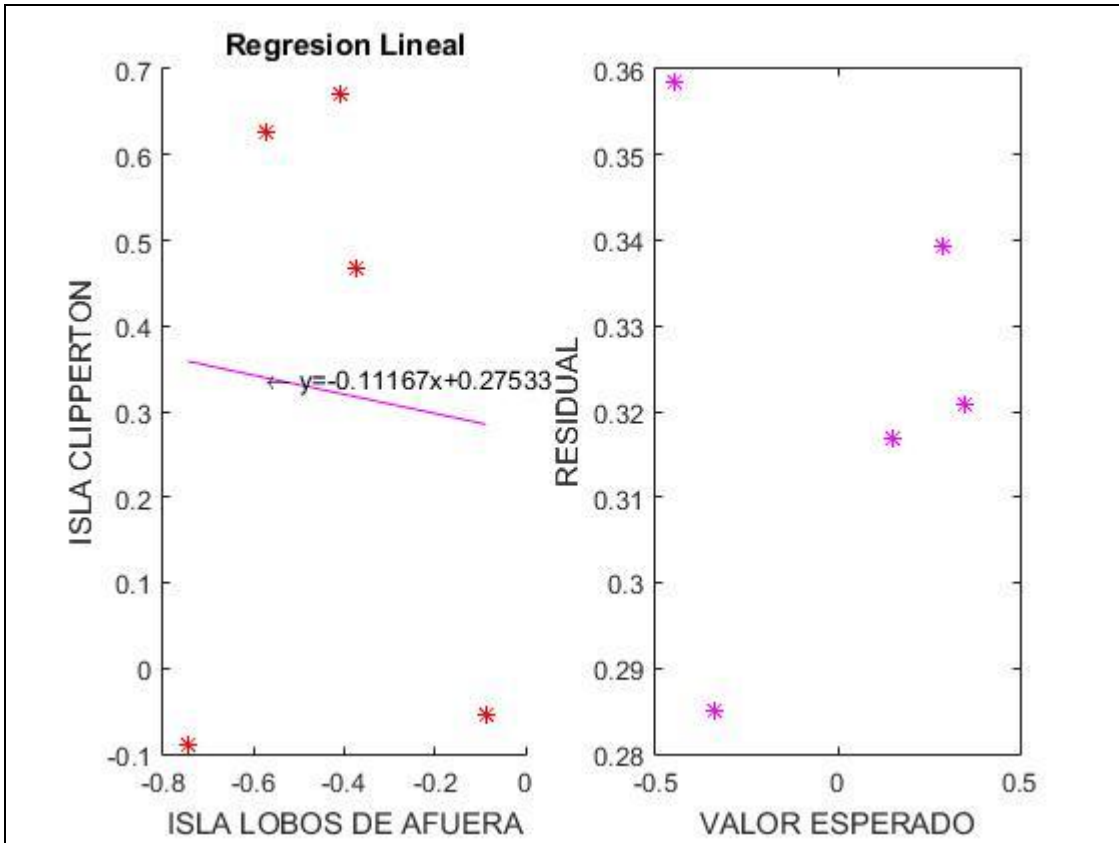


Figura 22: Ecuación de regresión lineal simple de las anomalías de presiones y la distribución de sus errores

ECUACION DE REGRESSION

$$Y = -0.1117X + 0.2453$$

TABLA ANOVA

H₀: El modelo de regresión lineal NO sirve para explicar la respuesta

H₁: El modelo si es significativo SI sirve para explicar la respuesta

Tabla 24: Análisis de varianzas (ANOVA) del modelo de regresión lineal simple

Tabla ANOVA del modelo de regresión simple				
Fuente de variación	Grados de libertad	Suma de Cuadrados	Cuadrado medio	Fc
Por la recta	1	0.0030	0.0030	0.0166
Residual	3	0.5442	0.1814	
Total	4	0.5472		

Fisher Tabulado = $f_{inv}(1-0.05, 3, 1)$ porcentaje de confianza de 0.95

Fisher Tabulado = 215.7073

Fisher calculado < Fisher Tabulado

CONCLUSION

Aceptamos el modelo para nuestros datos

MEDIDAS DE BONDAD DE AJUSTE

Cuadrado Medio del Error

0.1814

Coefficiente de determinación

0.0055

La razón F

$F = MSR/SME = 0.0166$

COEFICIENTE DE CORRELACION

-0.0741

b) ANALISIS DE INDEPENDENCIA DE LOS ERRORES UTILIZANDO EL ESTADISTICO DE DURBIN-WATSON

Como resultado de analizar las anomalías de presiones atmosféricas en la regresión lineal simple, se procede a analizar la independencia de los errores a través del Test de Durbin-Watson el cual permite evaluar si existe autocorrelación en una regresión lineal, sea simple o múltiple.

Para calcular el Test de Durbin-Watson primero se necesitó calcular la suma de los cuadrados de los errores tal como se muestra en el cuadro 25, luego se debe desfasar en una fila los errores, después se procedió a calcular la diferencia y finalmente se obtuvo la suma de los cuadrados de la diferencia de los residuos tal como se indica en el cuadro 26. Finalmente, el test de Durbin Watson muestra un valor de 2.79 lo que indicó que existe una independencia en los residuos y una correlación inversa tal como se indica en la figura 22.

Tabla 25: Residuos del modelo de regresión lineal simple

Errores	Cuadrado de los errores
-0.34	0.12
0.42	0.18
0.10	0.01
0.79	0.62
-0.49	0.24
Suma de cuadrado de los errores	1.17

Tabla 26: Resultado del estadístico Durbin-Watson

Errores	Errores desfasados	Diferencia de los residuos	Diferencia de los cuadrados de los residuos
0.42	-0.34	0.76	0.58
0.10	0.42	-0.32	0.10
0.79	0.10	0.69	0.47
-0.49	0.79	-1.28	1.64
		Suma de los cuadrados de la diferencia de los residuos	2.80

Test Durbin-Watson = 2.79

4.1.5. DETERMINACIÓN DE ÍNDICE ATMOSFÉRICO ÍNDICE DE OSCILACIÓN NIÑO COSTERO

a) Cálculo del Índice de Oscilación Niño Costero

En el cuadro 27 se muestra la Suma de los Cuadrados de la Diferencia de las Presiones Estandarizadas, según Guerrero (2010) una variable está tipificada o estandarizada cuando a sus valores se les resta su media aritmética y se les divide por su desviación estándar, de las presiones atmosféricas a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton. Además, se muestra la desviación estándar mensual.

Tabla 27: Estandarización de las presiones a nivel del mar en la isla Lobos de Afuera y Clipperton

AÑO	MESES	Presión atmosférica en la isla Lobos de Afuera	Presión atmosférica en la isla Clipperton	Estandarizado de la presión atmosférica en la isla Lobos de Afuera	Estandarizado de la presión atmosférica en la isla Clipperton	Cuadrado de la Diferencia de las Presiones Estandarizadas
2016	ENERO	1011.00	1011.37	-0.66	0.31	0.94
	FEBRERO	1008.86	1010.33	-2.12	-1.54	0.34
	MARZO	1010.20	1011.72	-1.21	0.93	4.58
	ABRIL	1010.61	1010.55	-0.93	-1.15	0.05
	MAYO	1011.98	1010.88	0.01	-0.56	0.33
	JUNIO	1013.33	1011.35	0.94	0.28	0.44
	JULIO	1013.36	1011.55	0.96	0.63	0.11
	AGOSTO	1013.17	1011.38	0.83	0.33	0.25
	SEPTIEMBRE	1013.63	1011.65	1.14	0.81	0.11
	OCTUBRE	1012.96	1011.01	0.68	-0.33	1.02
	NOVIEMBRE	1012.51	1010.99	0.37	-0.36	0.55
	DICIEMBRE	1011.82	1011.31	-0.10	0.20	0.09
2017	ENERO	1010.70	1012.34	-0.86	2.04	8.41
	FEBRERO	1009.96	1012.09	-1.37	1.59	8.78
	MARZO	1009.59	1011.85	-1.62	1.16	7.78
	ABRIL	1010.00	1010.57	-1.34	-1.11	0.05
	MAYO	1012.06	1010.09	0.07	-1.96	4.12
	JUNIO	1012.88	1010.88	0.63	-0.56	1.41
	JULIO	1013.57	1011.67	1.10	0.84	0.07
	AGOSTO	1013.82	1011.21	1.27	0.03	1.55
	SEPTIEMBRE	1013.65	1011.15	1.16	-0.08	1.53
	OCTUBRE	1012.63	1010.18	0.46	-1.80	5.11
	NOVIEMBRE	1012.99	1011.18	0.70	-0.03	0.53
	DICIEMBRE	1011.83	1011.38	-0.09	0.33	0.18
	Promedio	1011.96	1011.20		Suma de los Cuadrados de la Diferencia de las Presiones Estandarizadas	48.32

Desviación Estándar Mensual (MSD)	1.42
-----------------------------------	------

b) Índice de Oscilación Niño Costero

Como resultado de obtener la Suma de los Cuadrados de la Diferencia de las Presiones atmosféricas a nivel del mar estandarizado en la isla Lobos de Afuera y en la isla Clipperton se obtuvieron los valores del Índice de Oscilación Niño Costero tal como se muestra en el cuadro 28 para los dos años de estudio 2016 y 2017.

Los valores negativos se muestran solo para los 5 meses que se produjo el Niño Costero, lo que guarda relación con el aumento de la temperatura superficial del mar, es decir durante el mes de Diciembre del 2016 que es donde se inició la acción del Niño Costero, la TSM empezó a incrementar su valor produciendo que la atmósfera que se encuentra encima de esa piscina caliente disminuya su densidad atmosférica lo que se traduce en una caída de presión atmosférica a nivel del mar. En la isla Lobos de Afuera se mantuvo este comportamiento hasta Abril del 2017, contrariamente en la isla Clipperton la TSM se mantuvo por debajo de su valor normal produciendo que la atmósfera que se encuentra encima de esa piscina fría aumente su densidad atmosférica lo que se traducen un aumento de la presión atmosférica a nivel del mar, en la isla Clipperton se mantuvo este comportamiento hasta Abril del 2017.

Entonces, el índice atmosférico funciona de la siguiente manera: Cuando se desarrolla un evento de Niño Costero la presión en la isla Lobos de Afuera disminuye y la presión en la isla Clipperton aumenta , lo que por diferencia causa un valor negativo como se muestra en el cuadro 28. En cambio en una situación normal la presión en la isla Lobos de Afuera empieza a aumentar debido a la corriente fría de Humboldt y la presión en Clipperton empieza a disminuir debido a la contracorriente ecuatorial la cual acumula agua caliente en el golfo de Panamá.

Para los primeros meses del año 2016 se muestran valores negativos, pero para este año no se desencadenó la acción de El Niño Costero, esto se debe a que la temperatura superficial del mar (TSM) no superó el umbral de $26-27^{\circ}\text{C}$ en el Pacífico Oriental. La precipitación convectiva se activa en el Pacífico oriental cuando la TSM excede un umbral de $26-27^{\circ}\text{C}$ (Takahashi y Dewite, 2017).

Tabla 28: Determinación del Índice de Oscilación Niño Costero

AÑO	MESES	INDICE DE OSCILACION NIÑO COSTERO
2016	ENERO	-0.68
	FEBRERO	-0.41
	MARZO	-1.51
	ABRIL	0.16
	MAYO	0.40
	JUNIO	0.47
	JULIO	0.23
	AGOSTO	0.35
	SEPTIEMBRE	0.23
	OCTUBRE	0.71
	NOVIEMBRE	0.52
	DICIEMBRE	-0.21
2017	ENERO	-2.04
	FEBRERO	-2.09
	MARZO	-1.97
	ABRIL	-0.16
	MAYO	1.43
	JUNIO	0.84
	JULIO	0.18
	AGOSTO	0.88
	SEPTIEMBRE	0.87
	OCTUBRE	1.59
	NOVIEMBRE	0.51
	DICIEMBRE	-0.30

4.2. RESULTADOS PARA CUANTIFICAR LA INTENSIDAD DE EL NIÑO EN LA REGION 1+2 USANDO EL IONC

En la figura 23 se muestra el análisis temporal de Índice de Oscilación Niño Costero en el cual se observa que la mayor intensidad del evento ocurrió en los meses en donde se desencadenó el Niño Costero, pues es en esos meses en donde muestra sus máximos valores negativos, siendo más intenso en el mes de febrero y terminando de manera rápida en abril, pues aquí ya muestra valores positivos.

La Temperatura Superficial del Mar aumento abruptamente de 20°C aproximadamente a mediados de Enero (Figura 25) a un máximo de 27°C a principios de Febrero (Figura 26). Con una temperatura superficial del mar muy por encima de 27°C, la rama sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se intensifica, la cual se mostró muy fuerte entre febrero y marzo del 2017 y se extendió hasta el continente sudamericano, generándose una retroalimentación positiva entre el calentamiento de la superficie al sur del ecuador con la rama sur de la ZCIT (ver figura 26 y 27), y reforzada cerca del norte ecuatorial con las anomalías del viento en superficie. La terminación del evento en abril también fue muy abrupta (ver figura 23), ya que el enfriamiento estacional de la superficie del mar impulsado por la insolación, debido a la climatología del pacifico oriental, desactivó la rama sur de la ZCIT, cerrando el mecanismo de retroalimentación.

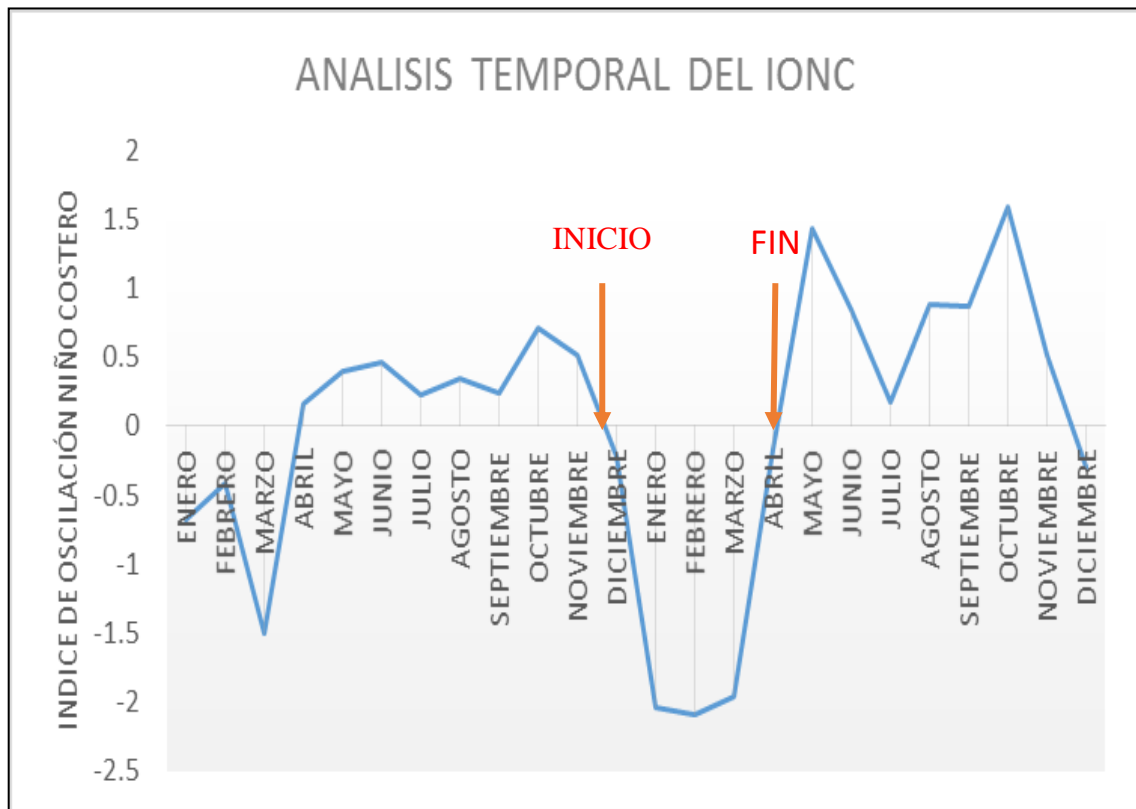


Figura 23: Análisis temporal del Índice de Oscilación Niño Costero durante el 2016 y 2017

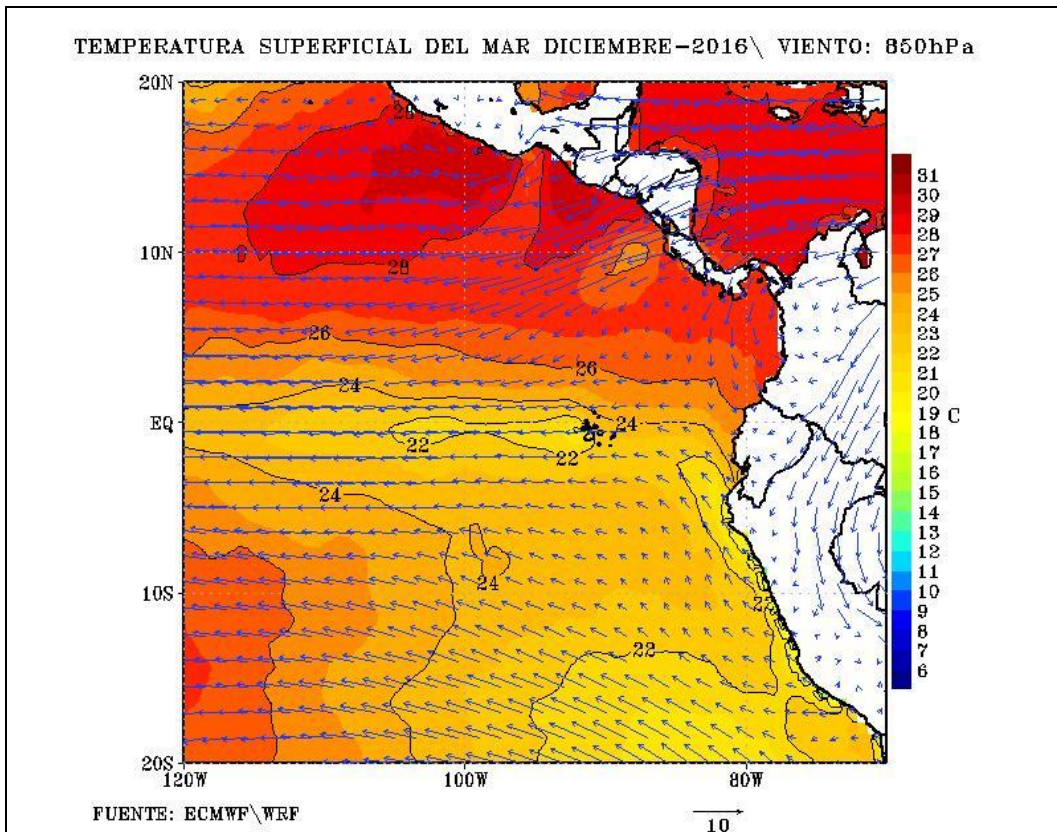


Figura 24: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Diciembre del 2016.

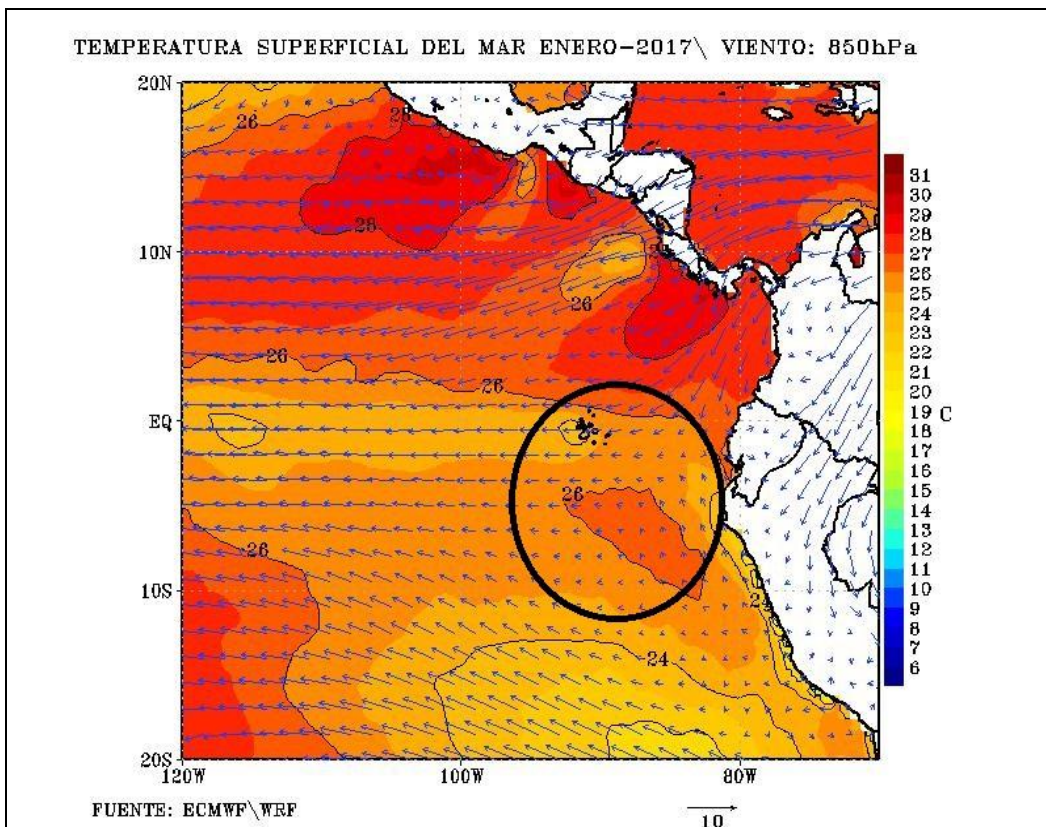


Figura 25: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Enero del 2017

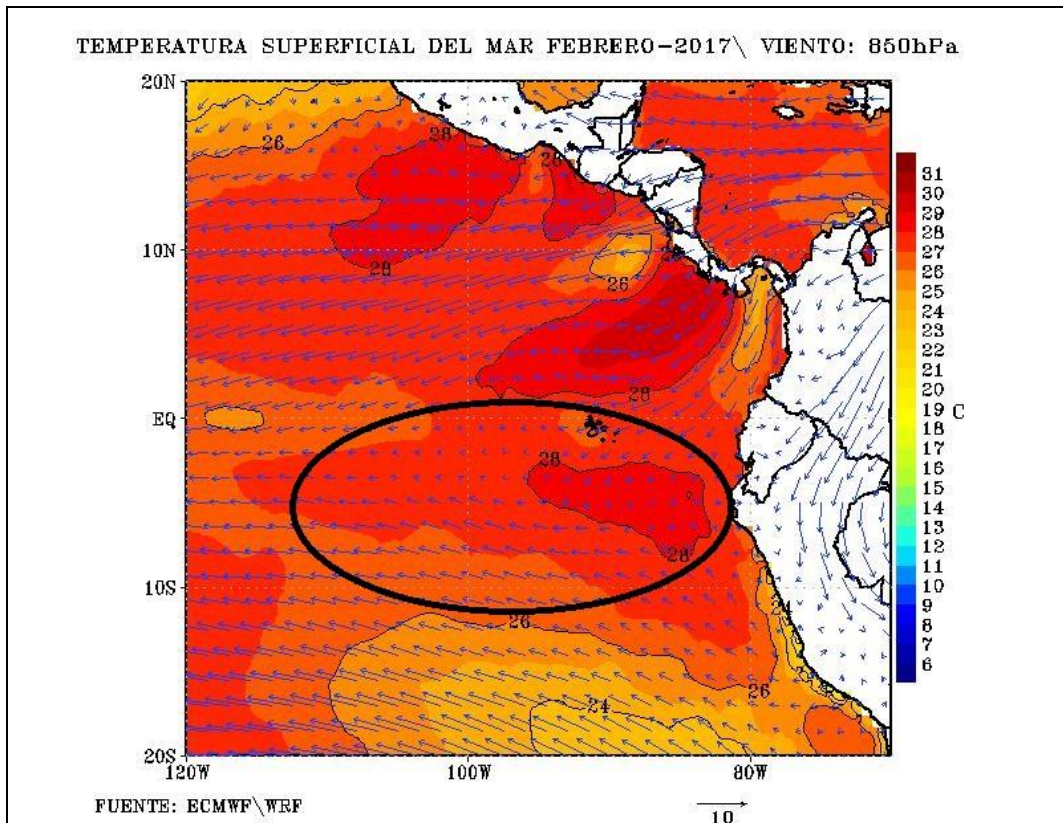


Figura 26: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Febrero del 2017

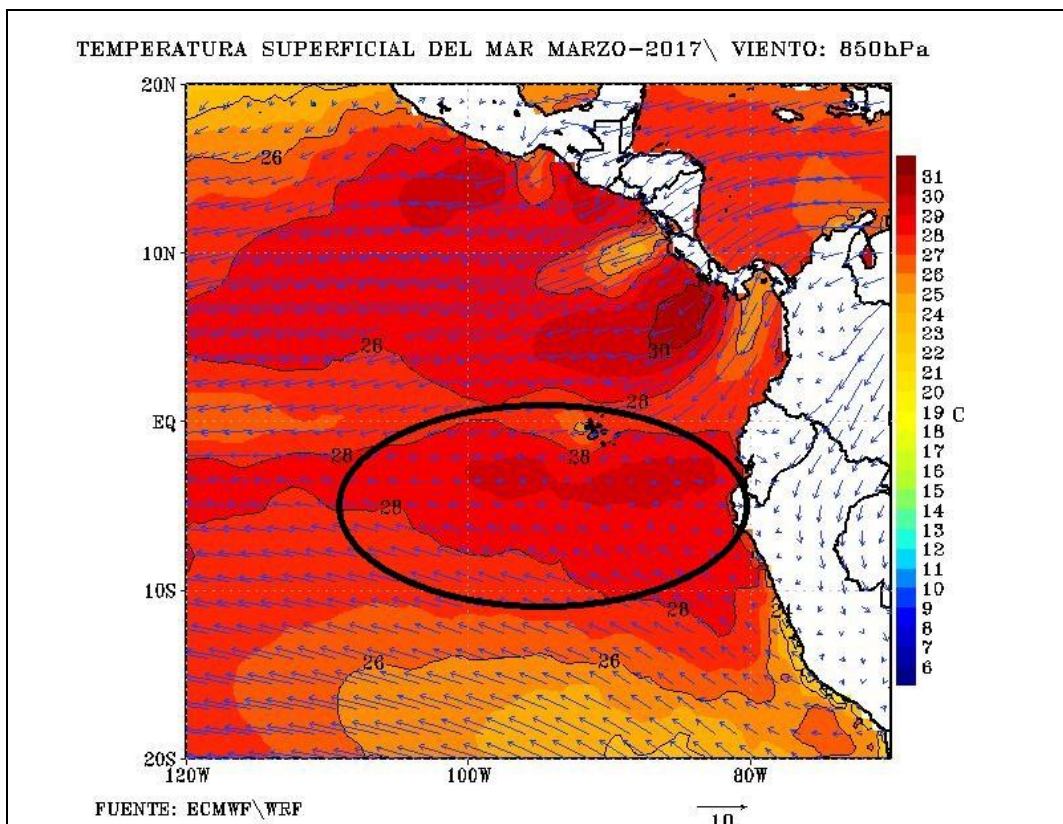


Figura 27: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Marzo del 2017.

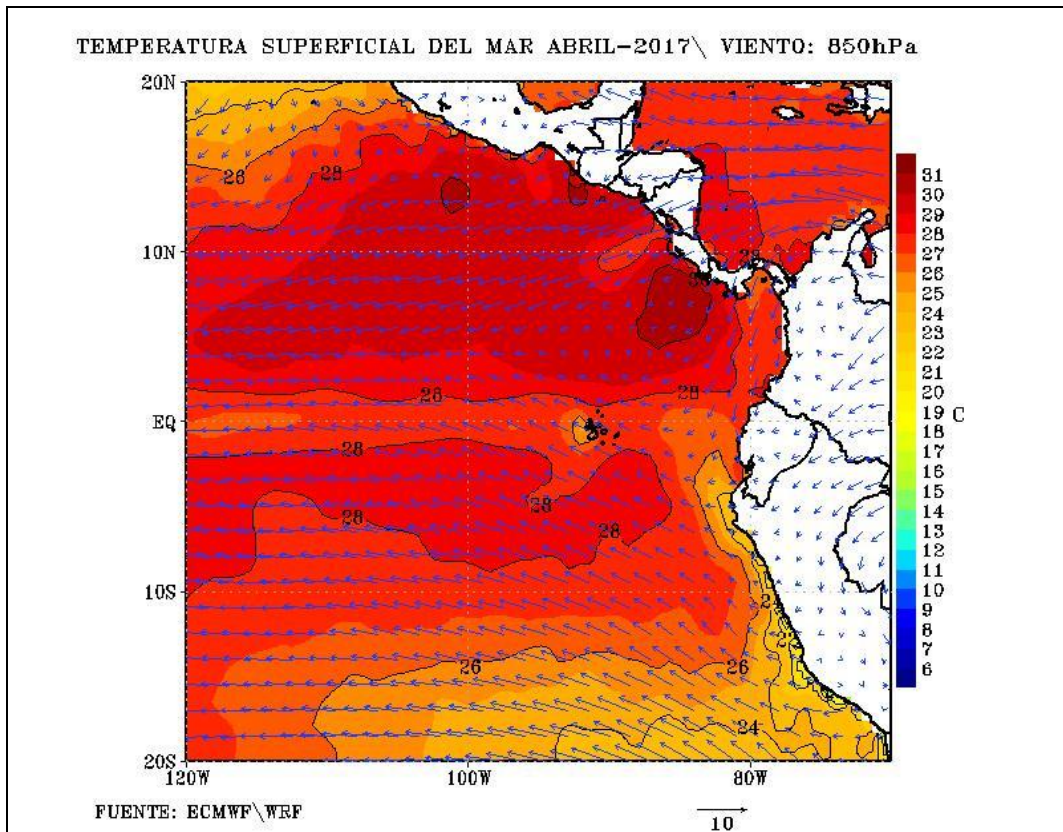


Figura 28: Temperatura Superficial del Mar para el mes de Abril del 2017.

4.3. RESULTADOS PARA EVALUAR LA INFLUENCIA DEL JET DE NIVELES BAJOS DE EL CARIBE EN EL DESARROLLO DE EL NIÑO COSTERO

Según Chunzai (2007), el aumento de la temperatura del mar se vincula con las corrientes de aire, de origen centroamericano, esto hace referencia al Jet de Niveles Bajos del Caribe el cual muestra su máxima intensidad en 925 hPa (Figura 29 hasta Figura 33), este presenta dos ramales (Leon, 2003) uno norte que se dirige hacia el Golfo de México y otro que se mueve en dirección sur, favoreciendo la llegada de las aguas cálidas provenientes del Golfo de Panamá al pacifico oriental y por consecuencia causa la disminución de la presión atmosférica.

Durante la acción de El Niño Costero, estas aguas cálidas provenientes del Golfo de Panamá avanzaron hasta las costas de Perú y Ecuador, pues no encontraron barrera debido al debilitamiento de los vientos alisios y a una fuerte intensidad del Jet de Niveles Bajos del Caribe tal como se muestra en la Figura 29 hasta la Figura 33, mostrando su máxima intensidad para el mes de Febrero del 2017 (ver figura 31).

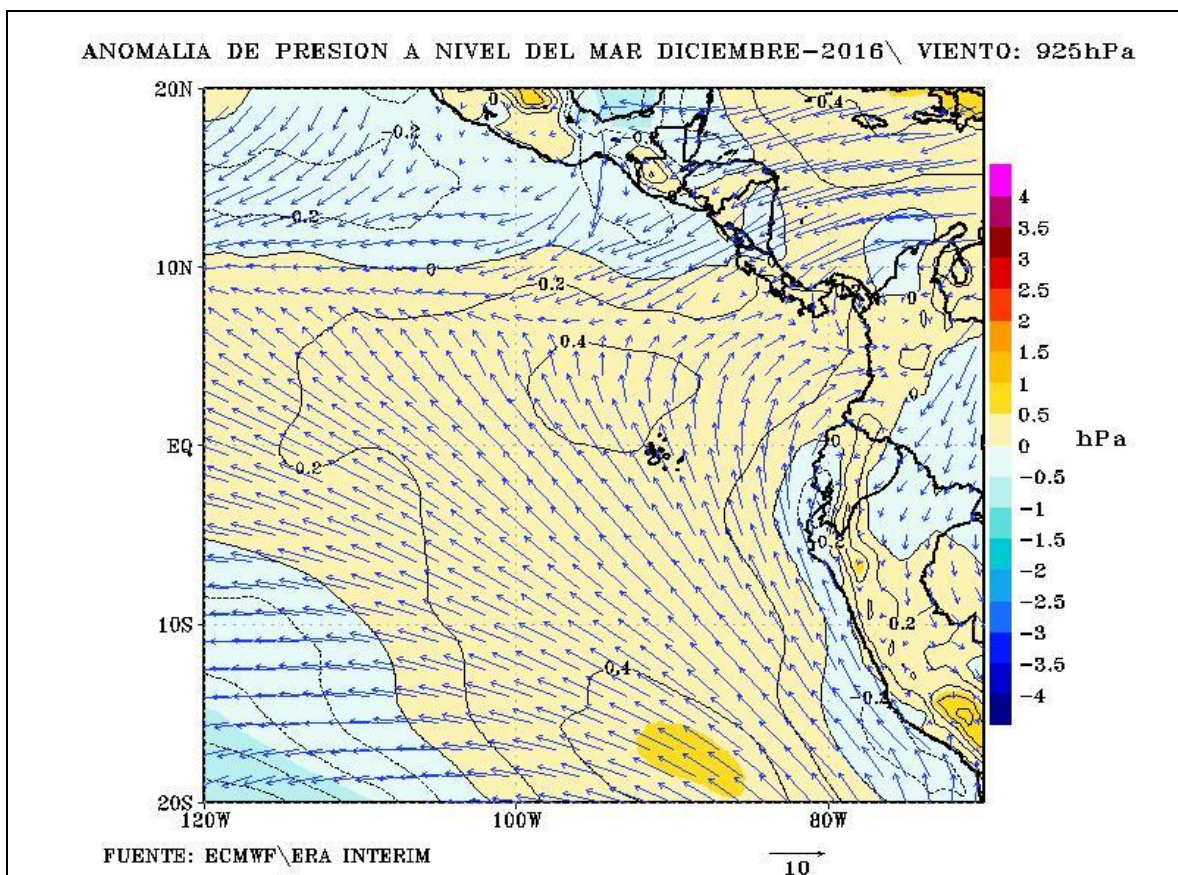


Figura 29: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Diciembre del 2016.

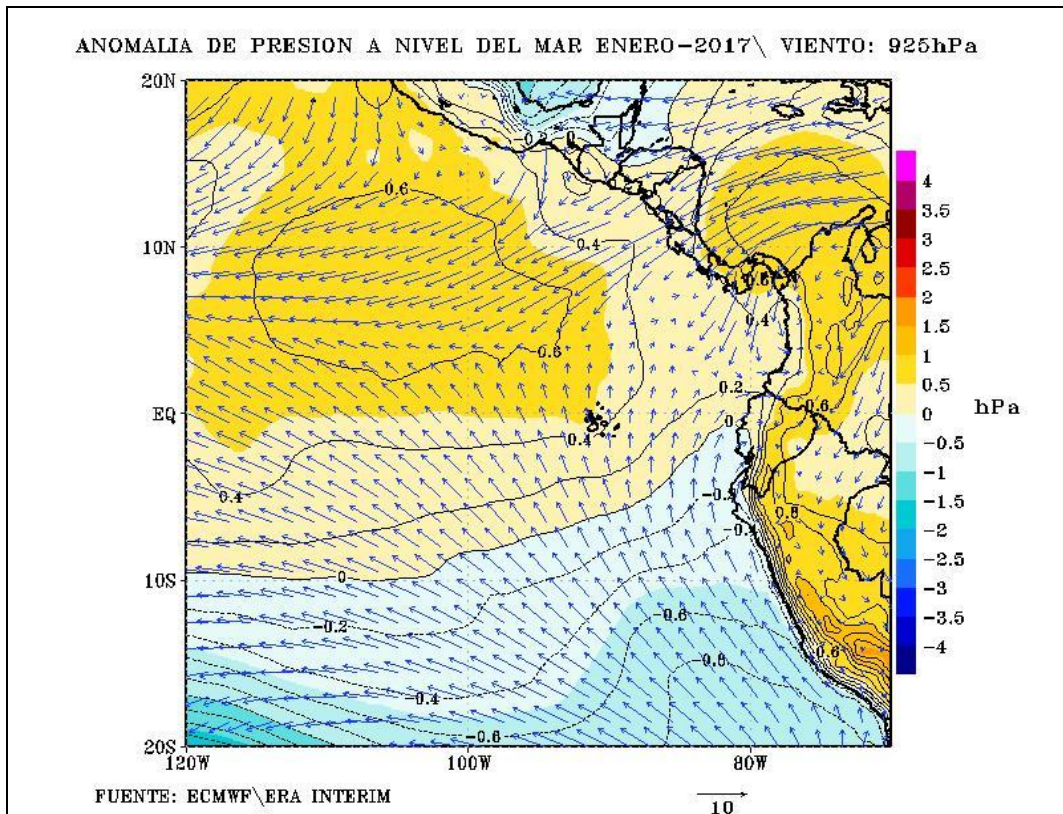


Figura 30: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Enero del 2017.

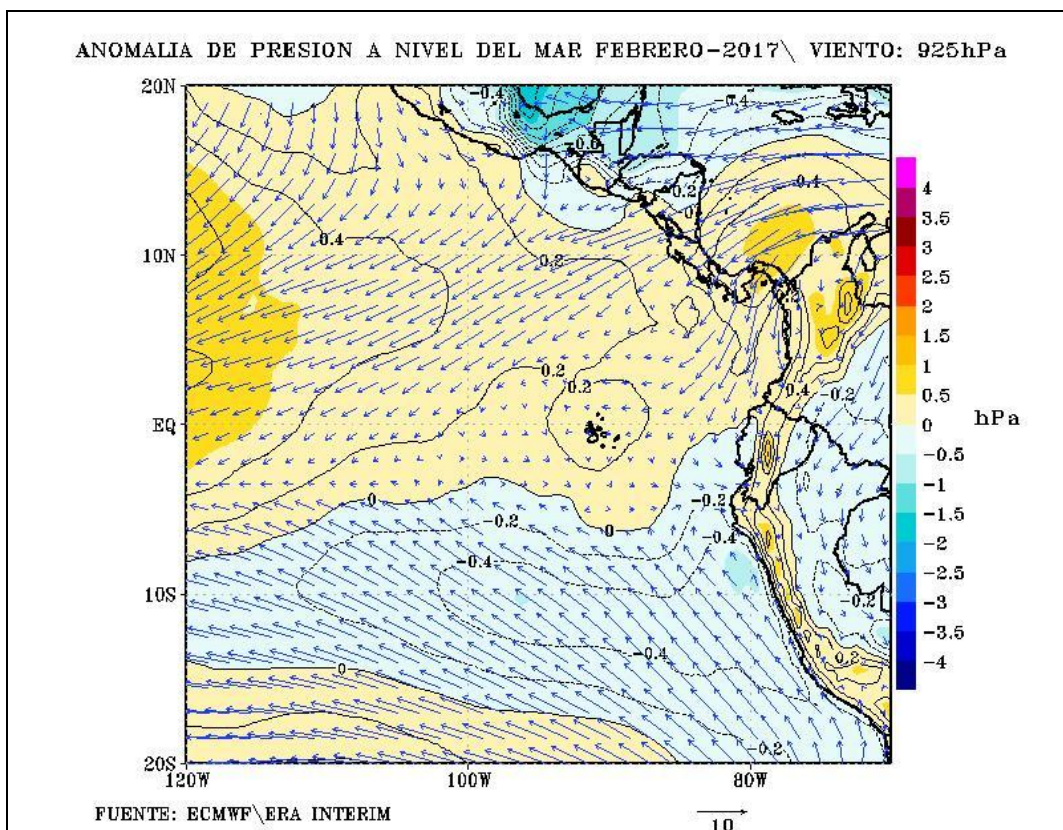


Figura 31: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Febrero del 2017.

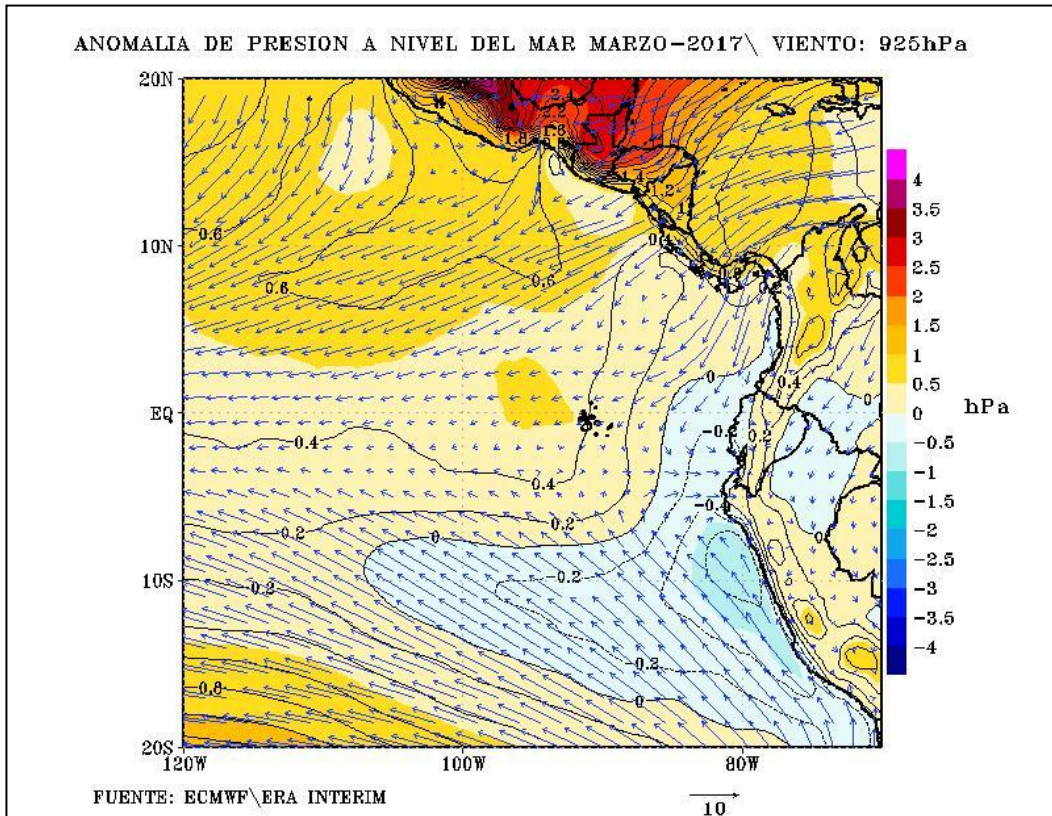


Figura 32: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Marzo del 2017.

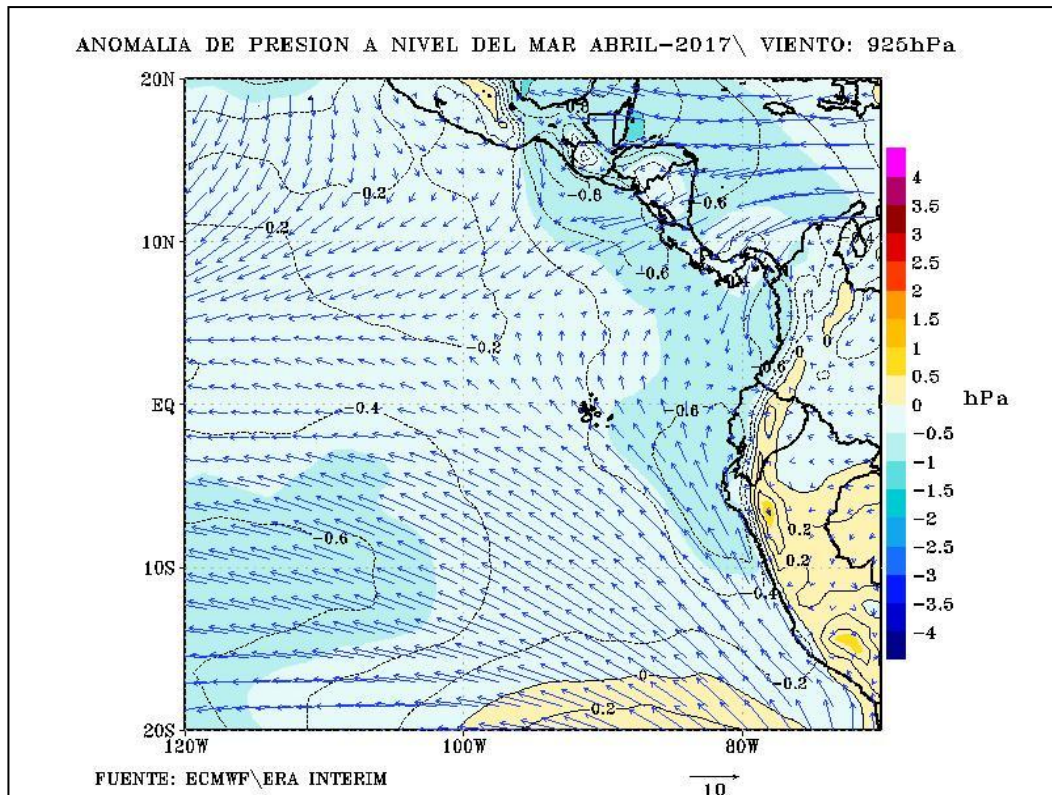


Figura 33: Influencia del Jet de Niveles Bajos del Caribe en el mes de Abril del 2017.

4.4. RESULTADO PARA ANALIZAR LA SIMILITUD ENTRE EL NIÑO COSTERO DE 1926 Y EL DEL 2017

4.4.1. ANOMALIA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DE 1925

En la Figura 34 hasta la Figura 38 se muestra la anomalía de Temperatura Superficial del Mar (TSM) para los meses en que se produjo el Niño de 1925, en donde se observa cómo se va incrementando las anomalías de temperatura superficial del mar conforme van avanzando los meses.

Tiene mucha similitud con el evento ocurrido en 2017 (Figura 39 hasta Figura 43), pues ambos iniciaron en Diciembre, alcanzaron su máxima intensidad en los meses de Febrero y Marzo y terminaron de manera abrupta en Abril.

En ambos eventos se observa que las anomalías de temperatura superficial del mar alcanzan valores de hasta 3°C por encima del promedio para los meses de Febrero y Marzo.

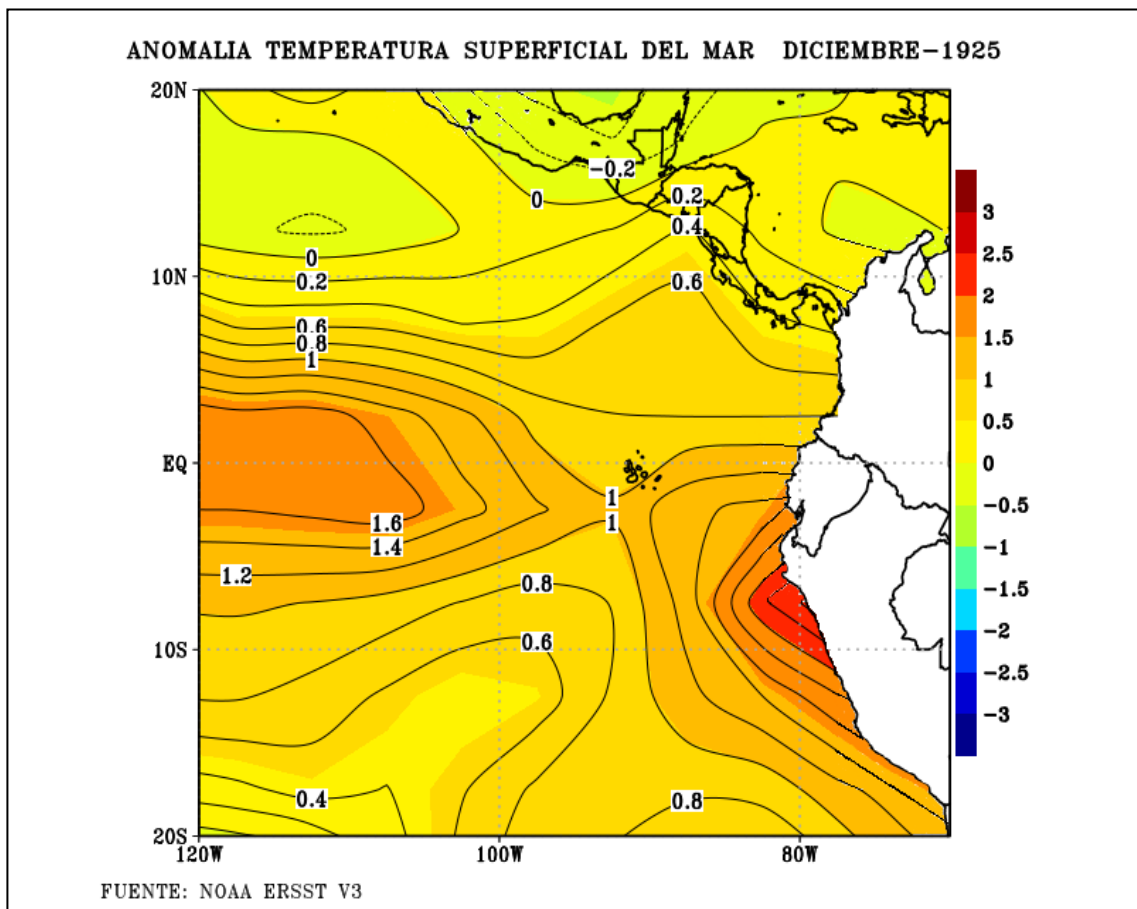


Figura 34: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Diciembre de 1925

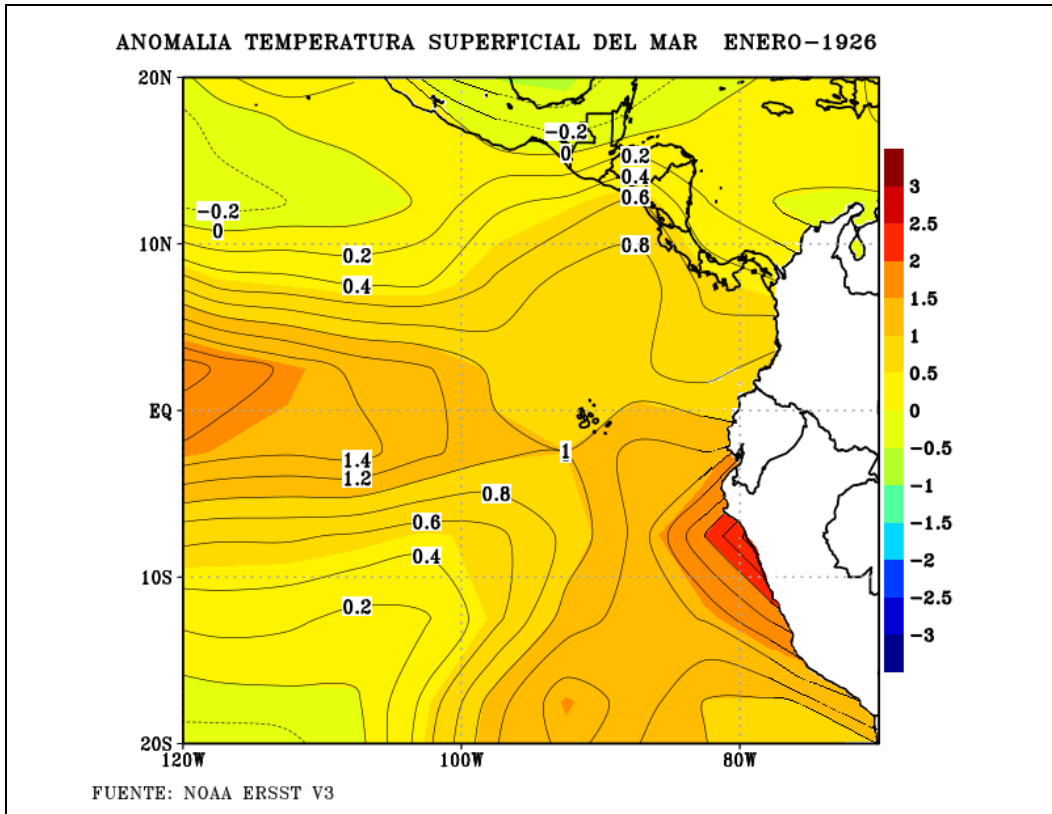


Figura 35: Anomalia de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Enero de 1926.

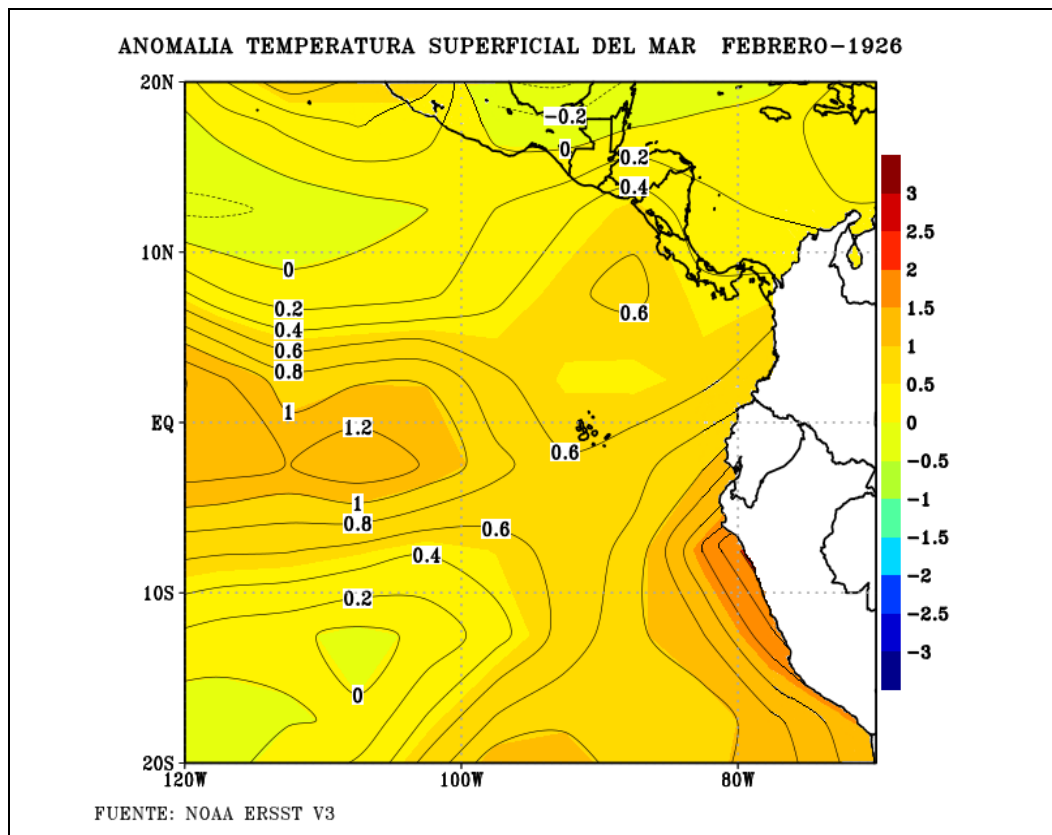


Figura 36: Anomalia de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Febrero de 1926.

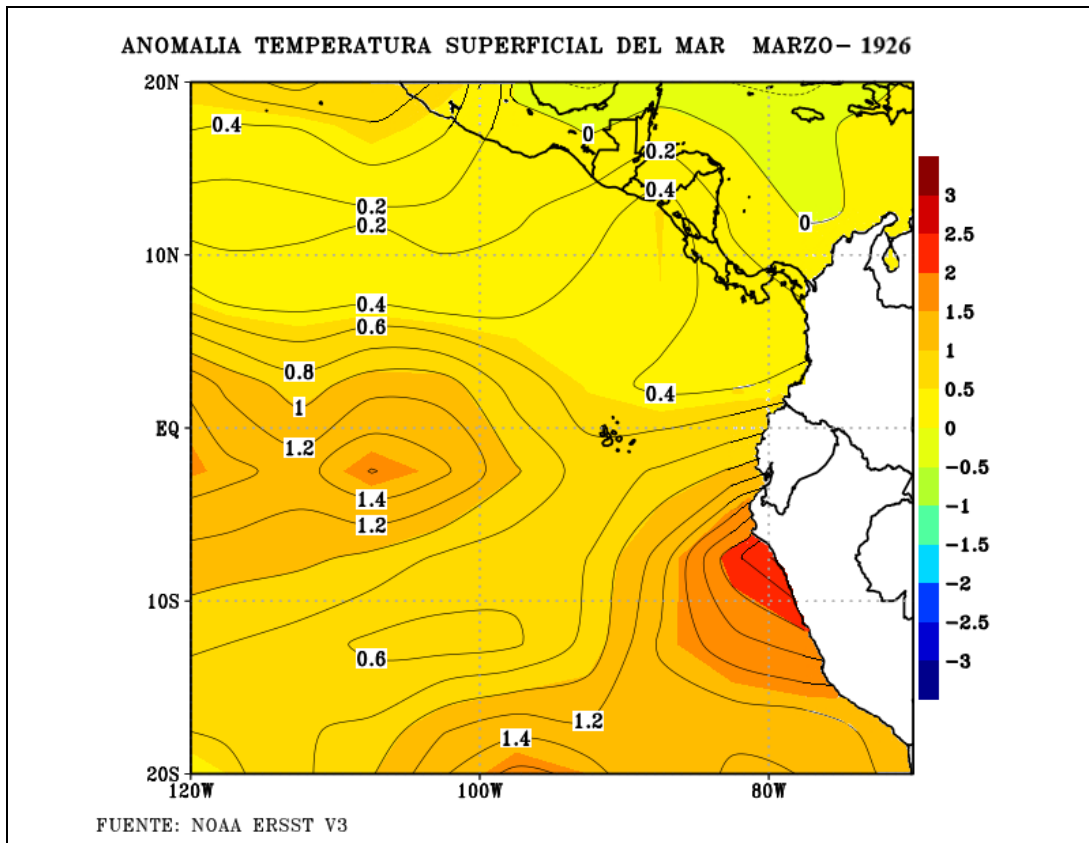


Figura 37: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Marzo de 1926.

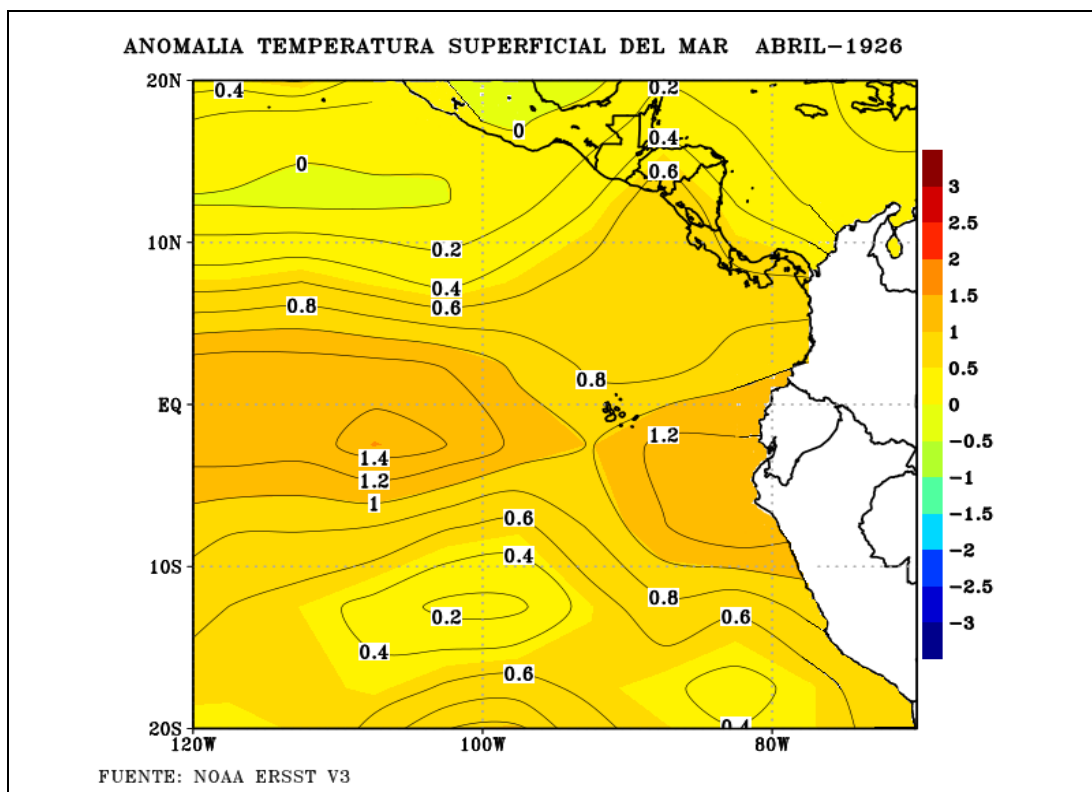


Figura 38: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Abril de 1926.

4.4.2. ANOMALIA DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR DEL 2017

En la Figura 39 hasta la Figura 43 se muestra la anomalía de Temperatura Superficial del Mar para el evento de El Niño Costero ocurrido en 2017, en donde se muestra la máxima intensidad de anomalía de temperatura superficial del mar en el mes de Marzo (ver figura 42) que es donde existió la retroalimentación positiva entre la rama sur de la ZCIT y la temperatura superficial del mar al sur del ecuador.

Este mismo comportamiento se observa para el evento de 1925, lo que indica que para ese año también debió existir una retroalimentación positiva la que se cerró de manera abrupta en Abril. En otras palabras el evento de 1925 se originó por el aumento en la intensidad del Jet de Niveles Bajos del Caribe el cual empujó el agua caliente desde el golfo de Panamá hasta el sur del Ecuador de la misma forma que ocurrió para el evento del 2017.

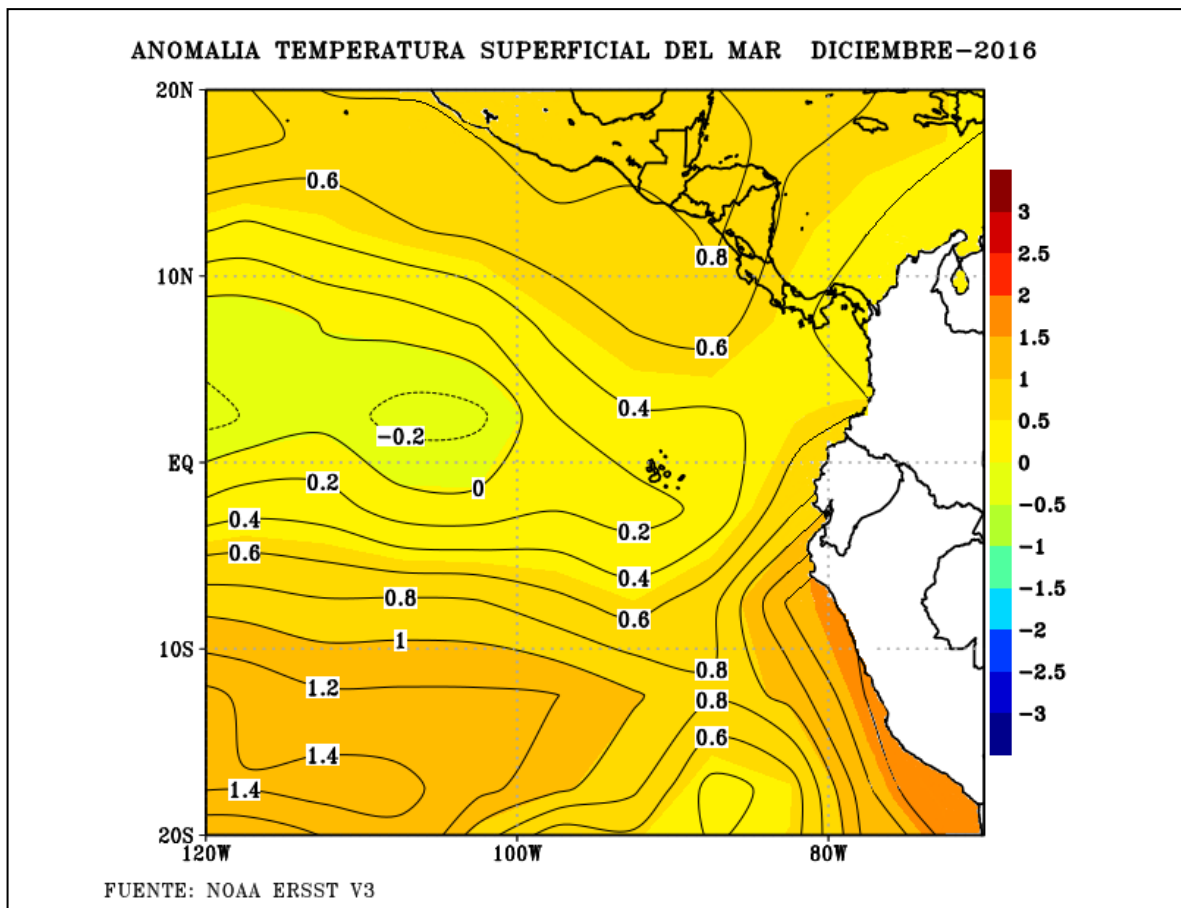


Figura 39: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Diciembre del 2016.

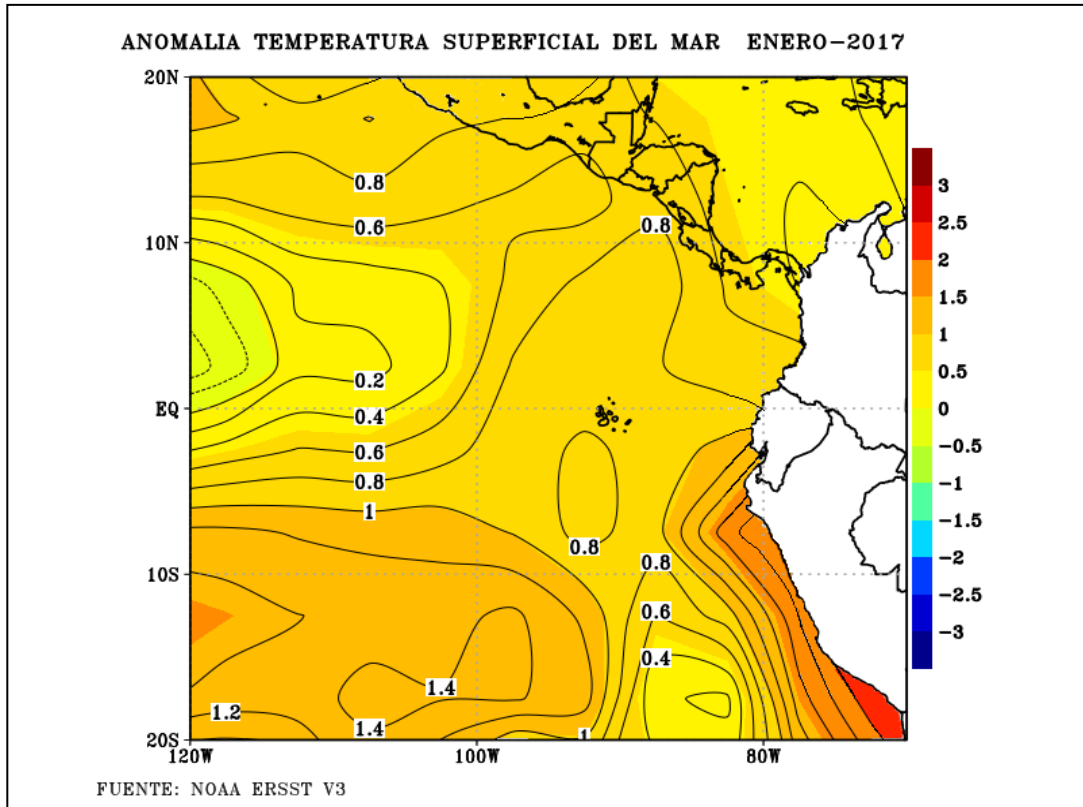


Figura 40: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Enero del 2017.

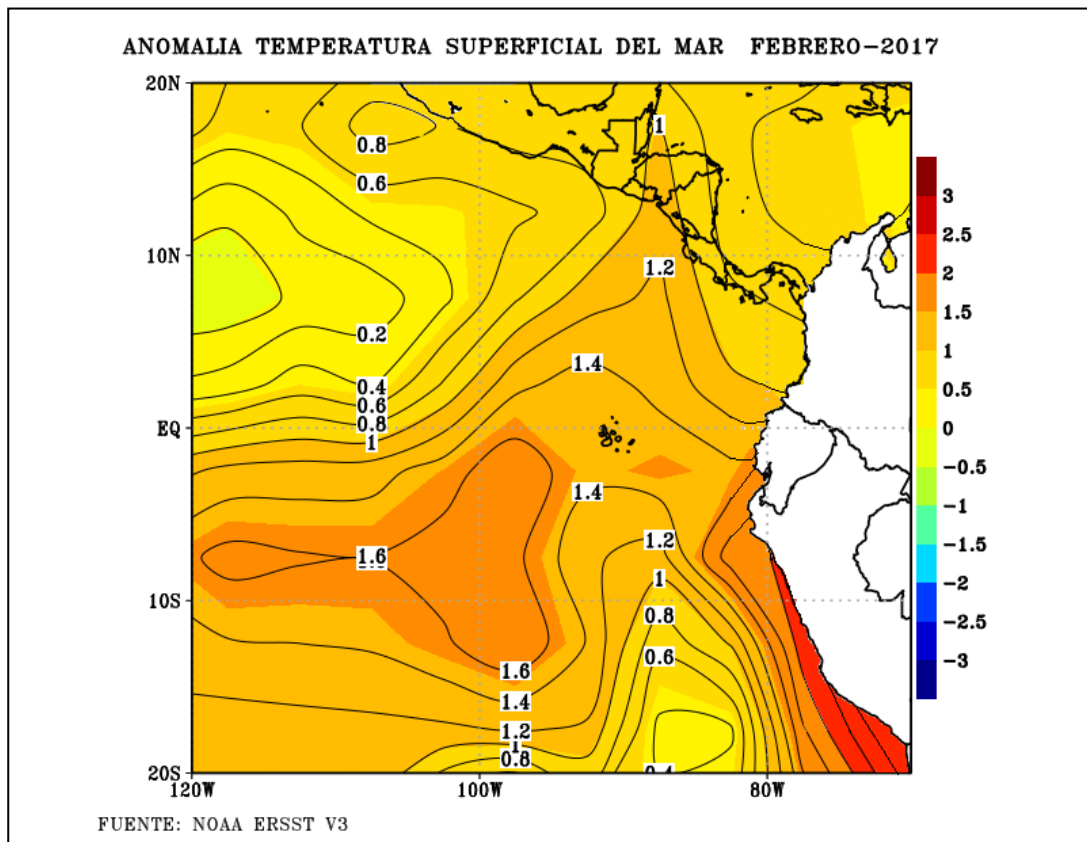


Figura 41: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Febrero del 2017.

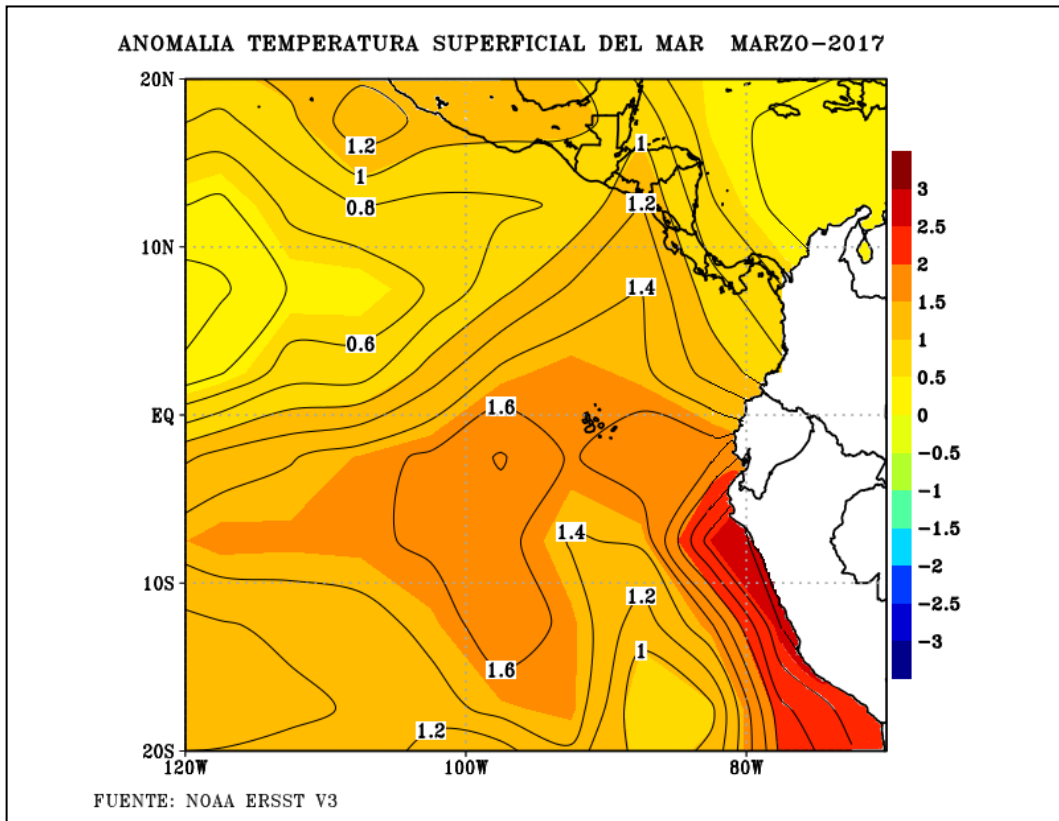


Figura 42: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Marzo del 2017.

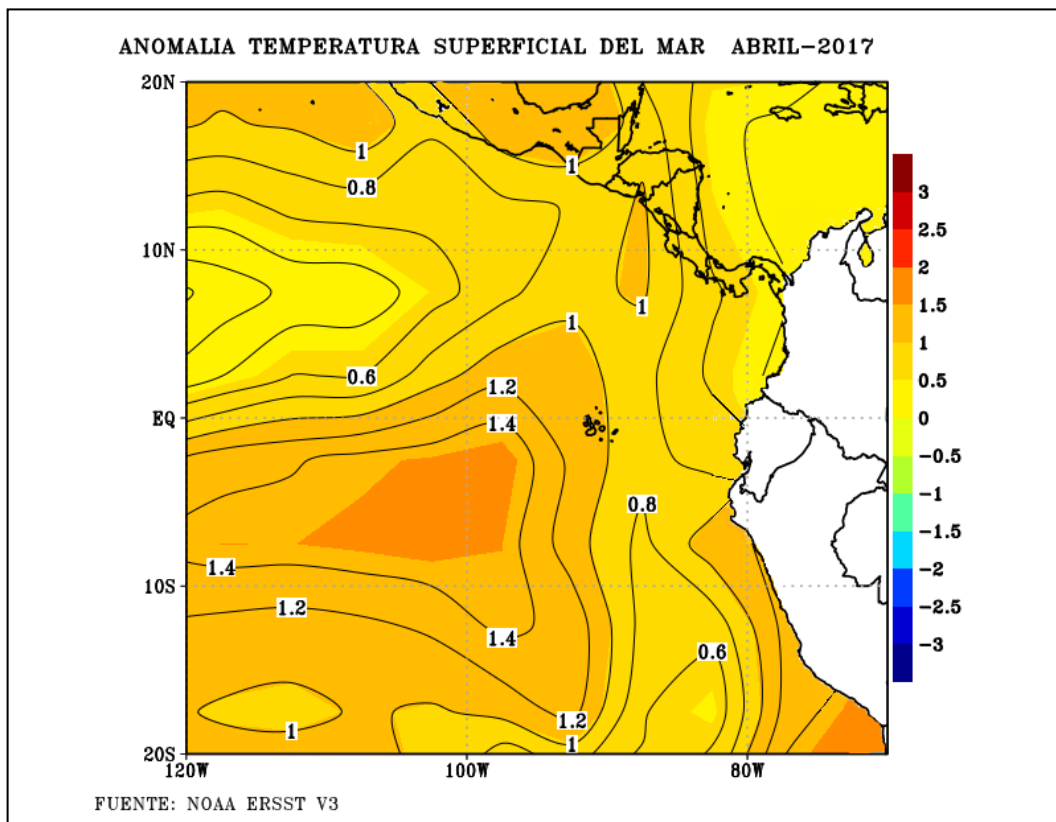


Figura 43: Anomalía de Temperatura Superficial del Mar en el mes de Abril del 2017.

V. CONCLUSIONES

1. El Índice de Oscilación Niño Costero (IONC) resolvió los procesos físicos de la atmosfera para los meses que duro este fenómeno. Un paso importante fue la selección correcta de las zonas de donde se extrajeron las presiones atmosféricas a nivel del mar, ya que, tomando a la isla Lobos de Afuera como predictor y a la isla Clipperton como predictando se consiguió un mejor resultado al momento de someter los datos a una validación estadística. Asimismo, el IONC mostró el valor obtenido en cada uno de los 24 meses de estudio, donde los valores negativos indican desarrollo de Niño Costero.
2. Cuando se desarrolla la acción de El Niño Costero la presión en la isla Lobos de Afuera disminuye y la presión en la isla Clipperton aumenta, generando un IONC negativo. En cambio, en una situación normal la presión en la isla Lobos de Afuera aumenta debido a la corriente fría de Humboldt y la presión en Clipperton disminuye debido a la contracorriente ecuatorial la cual acumula agua caliente, generando un IONC positivo.
3. El análisis temporal del índice atmosférico IONC muestra la intensidad de El Niño Costero, en donde para que ocurra este evento se debe tener un valor umbral de -1.5 hacia valores más negativos, esto debe estar acompañado del debilitamiento de los vientos alisios y una temperatura superficial del mar por encima de 27 °C que es el umbral de TSM en el pacífico ecuatorial. El IONC indicó que mientras más negativos los valores más intensa fue la acción de El Niño Costero. Estos valores negativos también se mostraron a inicios del 2016, sin embargo, no se desarrolló Niño Costero debido a que la temperatura superficial del mar en el pacífico ecuatorial no supero el umbral de 27 °C.

4. El Jet de Niveles Bajos del Caribe desencadenó la acción de El Niño Costero ocurrido en 2017, pues al aumentar su intensidad, este hizo que las aguas cálidas que se encontraban en el Golfo de Panamá avanzaran hacia las costas de Perú y Ecuador, provocando gran inestabilidad atmosférica en la zona Niño 1+2. Como consecuencia de la máxima intensidad del Jet durante el mes de febrero El Niño Costero fue más intenso.

5. Respecto al Niño Costero ocurrido en 2017 se comprobó que su formación fue similar al Niño ocurrido en 1925, pues ambos registraron características físicas similares, es decir en ambos se observó que las anomalías de temperatura superficial del mar llegaron hasta 3 °C por encima del promedio, además su máxima intensidad ocurrió en los meses de Febrero y Marzo, y ambos fenómenos terminaron de manera muy abrupta en Abril, concluyendo que el evento ocurrido en 1925 también fue Niño Costero y que su desencadenante se debió a la intensificación del Jet de Niveles Bajos del Caribe.

VI. RECOMENDACIONES

1. Se recomienda utilizar 60 núcleos al momento de realizar la simulación con el modelo WRF y un tiempo de paso que sea un número entero en segundos siempre que se realizan simulaciones muy largas, pues al no ser así, los errores irán creciendo conforme pase el tiempo y llegado un determinado momento el modelo se detendrá.
2. El coeficiente de determinación tuvo un valor bajo, por lo que se recomienda reducir la resolución espacial al momento de realizar la simulación atmosférica con el modelo WRF, la distancia entre los nodos de la malla debe ser menor a 10 km, aunque para ello se requiera de mayor poder computacional.
3. Se recomienda utilizar salidas de otros modelos de predicción numérica del tiempo, como por ejemplo el modelo ECMWF, ya que podría dar resultados más eficientes en comparación a las que se hicieron con las salidas del modelo WRF. Previo a ello debe realizarse una validación sobre nuestro país por parte de estos modelos, de lo contrario, se necesitará hacer ajustes ya sea de las condiciones iniciales y/o de las parametrizaciones para obtener la representación más óptima.
4. Se recomienda construir más índices atmosféricos, con nuevas metodologías que expliquen de manera más eficiente la dinámica de estos eventos extremos, los cuales generen más umbrales con el objetivo de definir finalmente un umbral que indique de manera exacta cuándo se desarrollará un evento de Niño Costero en años posteriores.

VII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agee, E; Zurn-Birkhimer S. 1998. Variations in USA tornado occurrences during El Niño and La Niña. *Proc. 19th Conference on Severe Local Storms*, Minneapolis, MN, American Meteorological Society, 287-290.
- Amador, JA; Magaña, VO; Perez, JB. 2000. The low level jet and convective activity in the Caribbean. *Proc. 24Th Conf. On Hurricanes and Tropical Meteorology*, Ft. Lauderdale, FL, Amer. Meteor. Soc., 114-115.
- Ayala, R; Ayala, RI. 2000. La corriente marina ecuatorial. Coordinación del servicio meteorológico nacional. México, DF.
- Barnston, AG; Chelliah, M; Goldenberg, SB. 1997. Documentation of a highly ENSO-related SST region in the Equatorial Pacific. *Atmosphere-Ocean, Ontario, Canada*, **35**, 367-383.
- Redacción BBC mundo. 2017. Qué es "El Niño costero" que está afectando a Perú y Ecuador y por qué puede ser el indicador de un fenómeno meteorológico a escala planetaria. BBC Mundo. <http://www.bbc.com/mundo/noticias-america-latina-39259721>.
- Bowerman, BL; Oconell, RT; Koehler, AB. 2007. Pronósticos, Series de Tiempo y Regresión. Cuarta edición. Cengage Learning Ediciones. México. CHEN, T. 1999. Maintenance of AustralSummer Upper Tropical Circulation Over Tropical South America: the Bolivian High-Nordeste Low System. *J.Atmos.Sci.* v 56.

- Chiang, JC; Kushnir Y; Zebiak SE. 2000. Interdecadal changes in eastern Pacific ITCZ variability and its influence on the Atlantic ITCZ. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3687-3690
- Chunzai, W. 2007. Variability of the Caribbean Low-Level Jet and its relations to climate. 29(4).411-422pp.
- Coiffier, J. 2011. Fundamentals of Numerical Weather Prediction. Primera edición. Cambridge University Press, New York. Estados Unidos de América.
- Debbabi, M; Hassaine, F; Jarraya; Y; Soeanu, A; Alawneh, L. 2010. Verification and Validation in Systems Engineering. Primera Edición. Springer-Verlag Ediciones. Berlin, Heidelberg, Alemania.
- Flores, R. Tenorio , J. Dominguez, N. 2009. Variaciones de la Extensión Sur de la Corriente Cromwell frente al Perú entre los 3 y 14° S. Boletín del Instituto del Mar del Perú, 24 (1 y 2), 53p.
- ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Consultado 17 agos. del 2017. Disponible en: https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/?date_year_month=201704&time=00:00:00,06:00:00,12:00:00,18:00:00&step=0¶m=151.128
- ENFEN (Estudio Nacional del Fenómeno El Niño). 2017. Definición operacional de el evento Niño Costero y sus magnitudes en la costa del Perú. Nota Técnica. 8
- Garreaud R, Rutllant J. 2006. Variabilidad atmosférica de alta frecuencia en el borde oriental del anticiclón del Pacífico Sureste. Ciencia y Tecnología del Mar, 29(1), 9p. Santiago, Chile. Universidad de Chile.
- Guerrero, C. 2010. Tipificación y estandarización de variables aleatorias.

- Ghil, M; Mo, K. 1991. Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(5), 752-779.
- Illanes, LP. 2010. Sensibilidad a diferentes parametrizaciones de capa límite atmosférica y suelo con el modelo wrf, para el llano de chajnantor-CHILE. Postulación al título de Meteorólogo. Universidad de Valparaíso. Chile. 98 p.
- IMN (Instituto Meteorológico Nacional). 2012. Sobre algunos fenómenos meteorológicos en Costa Rica. 4p. Consultado 20 jun. 2018. Disponible en: <https://www.imn.ac.cr/documents/10179/20909/Compendio+sobre+fen%C3%B3menos+meteorol%C3%B3gicos>.
- INAMHI (Instituto Nacional de meteorología e hidrología).2017. Introducción al modelamiento: Conceptos generales de la modelación atmosférica.
- Jolliffe, IT; Stephenson, DV. 2003. Forecast Verification, A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Primera Edición. Editorial John Wiley & Sons Ltd. Impreso en Gran Bretaña, Inglaterra por Antony Rowe Ltd.
- Kalnay, E. 2003. Atmospheric modeling, Data Assimilation and Predictability. Primera edición. Cambridge University Press, New York. Estados Unidos de América.
- Kousky, VE. 1997. Warm (El Niño) episode conditions return to the tropical Pacific. *Mariners Weather Log* 41, 1 (Spring), 4-7.
- Larkin, NK; Harrison, DE. 2002. ENSO warm (El Niño) and cold (La Niña) event life cycles: Ocean surface anomaly patterns, their symmetries, asymmetries, and implications. *J. Climate*, 15, 1118-1140.
- Lighezzolo, R. 2014. Integración de modelos numéricos de predicción meteorológica en sistema de alerta temprana a emergencias. Tesis de maestría.

Universidad Nacional de Córdoba. Consultado 11 abr. 2018. Disponible en: <http://www.famaf.unc.edu.ar/wpcontent/uploads/2014/05/21-Gulich-Lighezzolo.pdf>.

- Legnani, WE. 2001. Modelización de las perturbaciones dinámicas del vórtice polar sobre la Antártida y América del Sur. Tesis Dr. Buenos Aires, Argentina. Universidad de Buenos Aires.
- León, G. 2003. Predicción del tiempo. Apuntes del post-grado de meteorología, Universidad Nacional de Colombia.
- López, LC. 2012. Evaluación de la calidad del pronóstico numérico del tiempo en la ciudad de México. Tesis Ing. Geofísico. México, Universidad Nacional Autónoma de México. 73 p.
- MacCall AD. 2005. Assessment of Vermilion Rockfish in Southern and Northern California. Santa Cruz, CA.
- Madden, RA; Julian, PR. 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation. A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Magnun, LJ; Mcclurg, DC; Stratton, LD; Soreide, NN; Mcphaden, MJ. 1998. The tropical atmosphere ocean (TAO) array world wide web site. Consultado 20 may. 2017. Disponible en: http://www.pmel.noaa.gov/tao/proj_over/pubs/argos.html.
- Matsuno, T.1966. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- METED. 2010. Funcionamiento de los modelos de mesoescala (en línea, curso). Consultado 16 jul. 2018. Disponible en: www.meted.ucar.edu/mesoprim/models_es/

- METED. 2012. Introduction to Climate Models. University Corporation for Atmospheric Research. (en línea, curso). Consultado 16 jul. 2018. Disponible en: https://www.meted.ucar.edu/training_module.php?id=913&tab=02#.XDONtVxKjIU.
- NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). 2016b. Southern Oscillation Index (SOI). Disponible en: http://goo.gl/mA1P04_
- Orellana, L. 2008. Análisis de regresión (en línea, sitio web). Consultado 20 jul. 2018. Disponible en: http://www.dm.uba.ar/materias/estadistica_Q/2011/1/clase%20regresion%20simple.pdf.
- Penland, C; Magorian, T. 1993. Prediction of Niño 3 sea-surface temperatures using linear inverse modeling. *J. Climate*, **6**, 1067-1076.
- Philander, SG. 1990. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. *Inc.*, 289.
- Pielke, R, 2002. Meso-scale Meteorological Modeling. Academic Press, 693 p.
- Ropelewski, CF; Halpert MS. 1986. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2352-2362.
- Rosen, J; Egger, A. 2016. Factors that control regional climate. Visionlearning Vol. EAS-3(6).
- Roundy, PE; Kiladis, GN. 2006. Observed relationships between oceanic Kelvin waves and atmospheric forcing. *J. Climate*, **19**, 5253-5272.
- Rozumalsky, 2003. NOAA/NWS SOO Science and Training Resource Center. (en línea, sitio web). Consultado 20 jul. 2018. Disponible en: <http://strc.comet.ucar.edu/software/uems/>

- Rui, H; Wang, B. 1990. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(3), 378p.
- Schaefer, JT; Tatom, FB. 1998. The relationship between El Niño, La Niña, and United States tornadoes. *Proc. 19th Conference on Severe Local Storms*, Minneapolis, MN, American Meteorological Society, 416-419.
- SENAMHI (Servicio Nacional De Meteorología e Hidrología del Perú). 2017. El Fenómeno "El Niño" (en línea). Lima Perú. Consultado 20 may. 2018. Disponible en <http://www.senamhi.gob.pe/?p=0814>
- Serrano, MS. 2016. Fenómenos críticos en datos de precipitación lluviosa intensa detectados con radar y microondas, en la zona de influencia del fenómeno del Niño sobre El Ecuador, en el periodo 2009-2012. Tesis MSc. Quito, Ecuador, Escuela politécnica Nacional. 31p.
- Skamarock, WC; Klemp, JB; Gill, DO; Barker, DM; Duda, MG; Huang, X; Wang, W; Powers, JG. 2008. A Description of the Advanced Research WRF model, Version 3. NCAR. E.E.U.U.
- Takahashi, K. 2005. The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Perú, during the 1997-1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, 22, 3917-3926.
- Takahashi; Dewite. 2017. Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño. *Boletín técnico-IGP*, 4(10), 4-10.
- Takahashi, K; Martinez, AG. 2017. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-017-3702-1, en prensa.
- Tartaglione, CA; Smith, SR; O'Brien, JJ. 2003. ENSO impact on hurricane landfall probabilities for the Caribbean. *J. Climate*, 16, 2925-2931.

- Torres, CE. 2012. Efecto de las ondas Madden-Julian en la precipitación sobre algunas regiones del territorio colombiano. Tesis MSc. Bogotá D.C, Colombia, Universidad Nacional de Colombia. 13p.
- Torres, J.C. 2013. Diseño de un sistema de alertas Agroclimáticas tempranas participativas en la subcuenca Río Piedras del Macizo colombiano. Tesis MSc. en Meteorología. Bogotá D.C, Colombia, Universidad Nacional de Colombia.
- Trenberth, KE. 1997: The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.8.2016 Consultado mar. 2018 Disponible en: http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3.8/contents.html
- Vilar, J. 2000. Teoría de regresión lineal (en línea, curso). Consultado 20 jul. 2017. Disponible en: http://dm.udc.es/ asignaturas/estadistica2/sec6_6.html
- Walker, GT; Bliss, EW. 1932. World weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc*, **4**, 53-84.
- Wang, W. 2014. Considerations for designing a numerical experiment in WRF-ARW model. WRF-ARW tutorials. Mesoscale and Microscale Meteorology Division. NCAR. Consultado 15 jul. 2018. Disponible en: <http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/supports/tutorial.html>
- Wang, H; Zhang, R; Cole, J; Chavez, F. 1999. El Niño and the related phenomenon Southern Oscillation (ENSO): The largest signal in interannual climate variation. *P. Natl. Acad. Sci.*, **96**, 11071-11072.
- Warner, T. 2011. Numerical Weather and Climate Prediction. Primera edición. Cambridge University Press. New York, Estados Unidos de América.
- Wilks, DS. 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Segunda Edición. Editorial Elsevier Inc. Estados Unidos.

- Willmott, CJ. 1982. Some comments on the Evaluation of Model Performance. Bulletin American Meteorological Society. 1982. Consultado 24 ago. 2018. Disponible en: http://climate.geog.udel.edu/~climate/publication_html/Pdf/W_BAMS_82.pdf.
- Wolter, K; Timlin, MS. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, University of Oklahoma, 52-57.
- Wyrski, K. 1975. El Niño dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572-584.
- Zhang, C.2005. Madden-Julian oscillation. *Reviews of Geophysics*, 43(2).

VIII ANEXOS

ANEXO 1: Archivo namelist.wps

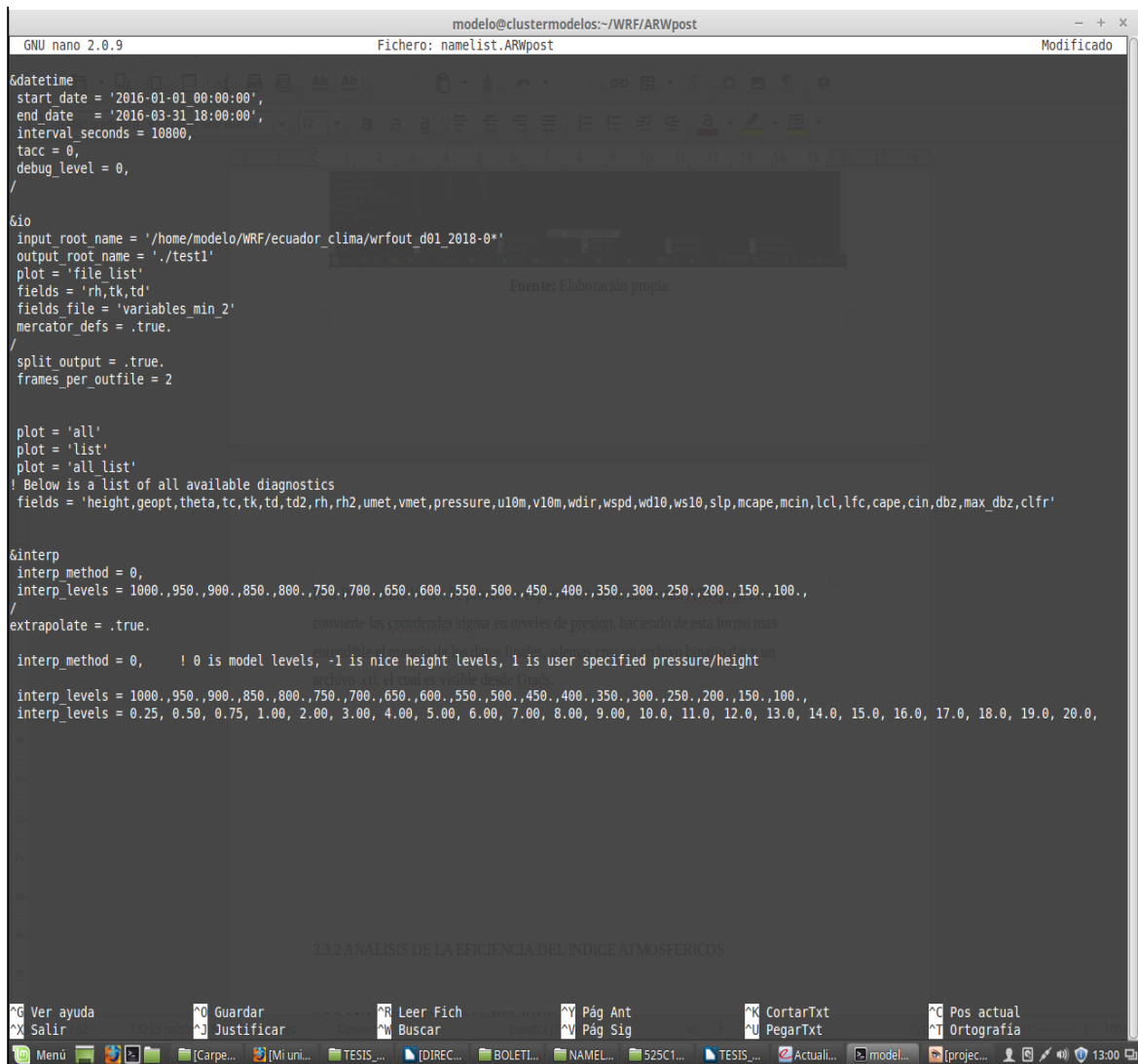
```
randall@randall-HP-Laptop-15-da0xxx: ~/SUPERCOMPUTADOR_AGRARIA/WRF_2017
GNU nano 2.9.3 namelist.wps
wrf_core = 'ARW',
max_dom = 2,
start_date = '2017-01-01 00:00:00', '2017-01-01 00:00:00', '2017-05-29 00:00:00',
end_date = '2017-12-31 18:00:00', '2017-12-31 18:00:00', '2017-06-01 00:00:00',
interval_seconds = 21600,
io_form_geogrid = 2,
debug_level = 0,
/
* Destacados
Escuela de Posgrado
Escuela de Posgrado
Escuela de Posgrado
Proyecto Cemtrar
Eduardo de edX
Programa Doctoral e.
Programa de Frutale.
Gabriel from DataCa.
Rrpp Unalm
UEUPS ZOOTECNIA UNA.
Ceprecyt
ma.edu
DMC Perú
Rrpp Unalm
[ 54 líneas leídas ]
^G Ver ayuda      ^O Guardar      ^W Buscar      ^K Cortar Texto  ^J Justificar
^X Salir          ^R Leer fich.   ^N Reemplazar  ^U Pegar txt     ^T Ortografía
^_ Posición      M-U Deshacer   M-A Marcar texto
^_ Ir a línea    M-E Rehacer    M-6 Copiar txt
```


ANEXO 2: Archivo namelist.input

```
randall@randall-HP-Laptop-15-da0xxx: ~/SUPERCOMPUTADOR_AGRARIA/WRF_2017
GNU nano 2.9.3 namelist.input
time_control
run_days = 0,
run_hours = 8754,
run_minutes = 0,
run_seconds = 0,
start_year = 2017,
start_month = 01,
start_day = 01,
start_hour = 00,
start_minute = 00,
start_second = 00,
end_year = 2017,
end_month = 12,
end_day = 31,
end_hour = 18,
end_minute = 00,
end_second = 00,
interval_seconds = 21600,
input_from_file = .true.,
history_interval = 180,
frames_per_outfile = 1000,
restart = .false.,
restart_interval = 20160,
io_form_history = 2,
io_form_restart = 2,
io_form_input = 2,
io_form_boundary = 2,
debug_level = 0,
/

^G Ver ayuda      ^O Guardar      F10 Buscar      ^W Cortar Texto  ^J Justificar    ^C Posición      M-U Deshacer     M-A Marcar texto
^X Salir          ^R Leer fich.   F12 Reemplazar  ^U Pegar txt     ^T Ortografía    ^I Ir a línea    M-E Rehacer     M-6 Copiar txt
Menú  Recibidos (16.712) - 2...  randall@randall-HP-L...
```

ANEXO 3: Archivo namelist.arwpost



```
modelo@clustermodelos:~/WRF/ARWpost
GNU nano 2.0.9          Fichero: namelist.ARWpost          Modificado
$datetime
start_date = '2016-01-01 00:00:00',
end_date   = '2016-03-31 18:00:00',
interval_seconds = 10800,
tacc = 0,
debug_level = 0,
/

&io
input_root_name = '/home/modelo/WRF/ecuador_clima/wrfout_d01_2016-0*'
output_root_name = './test1'
plot = 'file_list'
fields = 'rh,tk,td'
fields_file = 'variables_min_2'
mercator_defs = .true.
/

split_output = .true.
frames_per_outfile = 2

plot = 'all'
plot = 'list'
plot = 'all_list'
! Below is a list of all available diagnostics
fields = 'height,geopt,theta,tc,tk,td,td2,rh,rh2,umet,vmet,pressure,u10m,v10m,wdir,wspd,wd10,ws10,slp,mcape,mcin,lcl,lf,cape,cin,dbz,max_dbz,clfr'

&interp
interp_method = 0,
interp_levels = 1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300.,250.,200.,150.,100.,
/
extrapolate = .true.
interp_method = 0,      ! 0 is model levels, -1 is nice height levels, 1 is user specified pressure/height
interp_levels = 1000.,950.,900.,850.,800.,750.,700.,650.,600.,550.,500.,450.,400.,350.,300.,250.,200.,150.,100.,
interp_levels = 0.25, 0.50, 0.75, 1.00, 2.00, 3.00, 4.00, 5.00, 6.00, 7.00, 8.00, 9.00, 10.0, 11.0, 12.0, 13.0, 14.0, 15.0, 16.0, 17.0, 18.0, 19.0, 20.0,

3.3.2 ANALISIS DE LA EFICIENCIA DEL INDICE ATMOSFERICOS

^G Ver ayuda      ^O Guardar      ^R Leer Fich      ^Y Pág Ant      ^X CortarTxt      ^C Pos actual
^X Salir          ^J Justificar   ^M Buscar        ^V Pág Sig      ^U PegarTxt       ^_ Ortografia
Menú          [Carpe...  [Mi uni...  TESIS...  [DJREC...  BOLETI...  NAMEL...  S25C1...  TESIS...  Actuali...  model...  [projec...  13:00
```

ANEXO 4: Código para calcular la tabla ANOVA de un grupo de datos

```
% CALCULO DE REGRESION LINEAL
% *****

% DATOS DE TABLA

mat_Datos=xlsread('PRUEBA_2.xlsx');
n=length(mat_Datos);

X= [mat_Datos(:,1)]; %datos de la isla Lobos X
Y= [mat_Datos(:,2)]; %datos de la isla Clipperton Y

% a) CALCULANDO ECUACION LINEAL
% *****
P=polyfit(X,Y,1)

%calculando valores estimados (Y^)
E=polyval(P,X);

% b) GRAFICO DE AMBAS VARIABLES
% *****
subplot(1,2,1)
hold on
plot(X,Y,'red*')
plot(X,E,'magenta')
xlabel('ISLA LOOS DE AFUERA'), ylabel('ISLA CLIPPERTON')
title('Regresion Lineal')
text(X(4),E(4),['\leftarrow y=',num2str(P(1)), 'x', '+' num2str(P(2))])

% c) CUADRO ANOVA
% *****
Y= [mat_Datos(:,2)];
Y_m=nanmean(Y);
Y_rl=E;
% suma de cuadrados
SST=nansum((Y-Y_m).^2)
SSR=nansum((Y_rl-Y_m).^2)
SSE=nansum((Y-Y_rl).^2)

% media de suma de cuadrados
MSR=SSR/1
MSE=SSE/(n-2)
F=MSR/MSE
%coeficiente y su error estandar
X_m=nanmean(X);
sumx=nansum(X.^2);
sum_cuadr=nansum((X-X_m).^2);
Se=sqrt(MSE)
% M pendiente
M= (nansum(sumx*(Y-Y_m))/nansum(sum_cuadr));
Sm=Se/(sqrt(sum_cuadr));
Tobs_M=M/Sm;
% B valor independiente
B=Y_m -(M*X_m);
Sb= Se*sqrt((sumx)/(n*sum_cuadr));
```

```

Tobs_B= B/Sb;

%plantear hipotesis
k=1
V1=k
V2=n-k-1
Fisher_CALCULADO= F

Fisher_TABULADO=finv(1-0.05,V2,V1) %confianza 0.95

if Fisher_CALCULADO < Fisher_TABULADO
conclusion= 'No aceptamos el modelo para nuestros datos'
end

if Fisher_TABULADO< Fisher_CALCULADO
conclusion='aceptamos el modelo para nuestros datos'
end

TITULO= {'VALOR ESPERADO'}
dat_resul=[E,Y-Y_rl]
xlswrite('result_regr_CLIP.xlsx',TITULO,'Hoja1','A1');
xlswrite('result_regr_CLIP.xlsx',dat_resul,'Hoja1','A2');

TITULO2= {'SST','SSR','SSE','F','M','B'}
dat_resul2=[SST,SSR,SSE,F,M,B]
xlswrite('result_regr_CLIP.xlsx',TITULO2,'Hoja2','A1');
xlswrite('result_regr_CLIP.xlsx',dat_resul2,'Hoja2','A2');

% D)ESTABLECER MEDIDAS DE BONDAD DE AJUSTE
% *****
R2= SSR/SST

% E)COEFICIENTE DE CORRELACION

r= sqrt(R2)

% F)REALIZANDO EL GRAFICO(Y_rl) ANALISIS DE RESIDUOS
% *****

subplot(1,2,2)
plot(Y-Y_rl,E,'magenta*')
xlabel('VALOR ESPERADO'), ylabel('RESIDUAL')

```