Acta oceanográfica del Pacífico
ISSN 1390-129X
eISSN 2806-5522

Artículo

Acta Oceanográfica del Pacífico

https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/

Análisis comparativo de los índices de estabilidad atmosférica (LIFTED Y CINH) durante el fenómeno del Niño 2015 - 2016 y los años neutrales 2013 - 2014 durante los meses de marzo, abril y mayo en la Región Niño 1+2

Comparative analysis of the atmospheric stability indices (LIFTED AND CINH) during El Niño event 2015 - 2016 and the neutral years 2013 - 2014 during the months of march, april and may in the Region Niño 1 + 2

Acta Oceanográfica del Pacífico
DOI:https://doi.org/10.54140/raop.v3i1.33
Recibido 19 de agosto 2019
Aceptado 09 de enero 2020
Vol. 3. No. 1. 2021
ISSN: 1390-129X
ISSN: 2806-5522
Pg. 51-65

María Belén Del Salto
Magister en Administración de Empresas.
Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador
Guayaquil-Ecuador, mariabelen.delsalto@inocar.mil.ec
https://orcid.org/0000-0003-3370-1690

Arturo Soto
Ingeniero Meteorólogo Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador, Guayaquil-Ecuador, arturo.soto@inocar.mil.ec
https://orcid.org/0000-0003-1591-8327

Jaime Fuentes
Ingeniero Ambiental, Instituto Oceanográfico y Antártico de la Armada del Ecuador
Guayaquil-Ecuador, jaime.fuentes@inocar.mil.ec
https://orcid.org/0000-0003-1472-9655

Fernando Villacis
Licenciado Naval
Instituto Oceanográfico y Antártico, Guayaquil-Ecuador
fvillacisc@armada.mil.ec, https://orcid.org/0000-0001-6671-6560.

Resumen

En el presente trabajo se realizó un análisis comparativo del comportamiento de los índices de Levantamiento (LI, por sus siglas en inglés) y el índice de inhibición de la convección (CINH, por sus siglas en inglés), los cuales han demostrado tener una alta precisión al momento de determinar los eventos de inestabilidad atmosférica en los países cercanos a línea ecuatorial, durante los periodos comprendidos entre el evento El Niño 2015-2016 y los años neutrales 2013 y 2014. En esta investigación, se usaron datos diarios obtenidos de los radiosondeos realizados por el Instituto Nacional de Meteorología e Hidrografía (INAMHI) del Ecuador. La metodología utilizada consistió en analizar el comportamiento de los índices de estabilidad LI y

CINH, los cuales fueron verificados usando las variables de la altura de la tropopausa, humedad relativa, temperatura potencial equivalente y viento zonal en los niveles significativos durante los meses de marzo, abril y mayo del periodo de análisis, basado en los hallazgos realizados por Soto (2019) que indican una mayor inestabilidad atmosférica durante el evento El Niño 2015-2016. Se comparó la fluctuación de los valores correspondientes a los índices de estabilidad y variables utilizadas en esta investigación con la finalidad de obtener un patrón de comportamiento que caracterizó a cada uno de los periodos analizados. La identificación del patrón de vientos del este en toda la columna fue el resultado obtenido en esta investigación, lo cual da origen a acoplamientos termodinámicos que como consecuencias producen fuertes precipitaciones, mientras que el patrón de flujo de viento del oeste en niveles superiores da lugar a precipitaciones de ligera a moderada intensidad que duran un período mayor. Además, en el mes de abril, se identificó la ocurrencia de la mayor inestabilidad durante el acontecimiento de estos eventos dando lugar a las mayores precipitaciones observados sobre la zona investigada.

Palabras clave: Índices de Estabilidad, Índice Lifted, Índice CINH.

Abstract

In the present work, a comparative analysis of the behavior of the Rising indices (LI) and the convection inhibition index (CINH) was carried out, which have been shown to have a high precision when determining atmospheric instability events in countries close to the equator, during the periods between the El Niño event 2015-2016 and the neutral years 2013 and 2014. In this research, daily data obtained from the Radiosonde conducted by the National Institute of Meteorology and Hydrography (INAMHI) of Ecuador. The methodology used consisted of analyzing the behavior of the LI and CINH stability indices, which were verified using the variables of tropopause height, relative humidity, equivalent potential temperature and zonal wind at significant levels during the months of March, April and May of the analysis period, based on the findings made by Soto (2019) that indicate greater atmospheric instability during the El Niño event 2015-2016. The fluctuation of the values corresponding to the stability indices and variables used in this research was compared in order to obtain a pattern of behavior that characterized each of the periods analyzed. The identification of the pattern of easterly winds throughout the column was the result obtained in this investigation, which gives rise to thermodynamic couplings that as a consequence produce heavy rainfall, while the pattern of west wind flow at higher levels gives rise to to precipitation of light to moderate intensity that lasts a longer period. In addition, in the month of April, the occurrence of the greatest instability was identified during the occurrence of these events, giving rise to the highest rainfall observed over the investigated area.

Key words: Stability indexes, Lifted index, CINH index

Introducción

En el presente trabajo se realizó la verificación de la detección de la inestabilidad atmosférica mediante la comparación de las variables complejas, así como de los índices LI y CIN durante un año neutral (2014) con respecto al Niño 2015 – 2016. Se utilizó los dos índices debido a que Soto (2019) determino una mayor influencia de inestabilidad atmosférica, durante el mes de transición del período de desarrollo a madurez y de madurez a culminación del evento (abril del 2016) en la Región Niño 2. Esta investigación, es de suma relevancia para países tropicales con influencia marítima que realizan la meteorología operativa.
No existe información o evidencia sobre la corroboración de la eficiencia en la identificación de la inestabilidad de los índices de estabilidad atmosférica mediante una base estadística. Esta falta de investigación en la eficiencia de los índices no es solo observada en Ecuador sino en varios países de Sudamérica como Brasil, ya que, Hallak & Pereira Filho (2012) mencionan el hecho de que no hay referencias bibliográficas de autores brasileños en revistas indexadas nacionales o internacionales, que corrobora estrictamente la utilidad de estos índices como predictores de eventos severos a través de herramientas estadísticas adecuadas.
Soto (2019) menciona que, durante el periodo de desarrollo, existe una predominancia de una inversión térmica bien definida sobre el nivel de 500 hPa en San Cristóbal, mientras que, en Durán, dicha inversión se encuentra por debajo del nivel de 500 hPa, debido al patrón de vientos provenientes del oeste en niveles altos y medios (100 a 500 hPa) inhibiendo la convección en la costa.
En el período de madurez, la inversión térmica se desplazó a niveles más altos entre 300 a 400 hPa en San Cristóbal y Durán respectivamente; debido al debilitamiento de los vientos del oeste y predominancia del flujo del este en toda la columna, lo que permitió el incremento de la inestabilidad en el perfil vertical generando convecciones profundas en la costa interior de la zona investigada.
De acuerdo a Soto (2019), el índice IL detecta de forma regular el exceso de temperatura de la parcela de aire en 500 hPa, a pesar de encontrarse limitada por encima del nivel de 500 hPa durante la etapa de desarrollo de los eventos niños canónicos, concordando con Bluestein (1993) citado por Hallak & Pereira Filho (2012) donde menciona que el valor del IL es afectado cuando existe, una capa rala, pobre o intensa, de inversión térmica próxima a los 500 hPa (de mayor a menor presión).
Durante la etapa de madurez existe una ruptura de la inversión que se encuentra por encima de los 500 hPa y por ende existe un incremento de la temperatura de la parcela, que permite obtener una correcta identificación de la inestabilidad debido a un mayor flujo de calor latente observado, generado por el incremento de la temperatura superficial del mar, sobre todo en los meses de abril y mayo.
curso de un evento ENOS (Mc Phaden, 2003)

Materiales y métodos

Se utilizó el software RAOB para la determinación de los índices LI y CIN. Además, se determinó las variables de altura de la tropopausa, humedad relativa, temperatura potencial equivalente y viento zonal en el período de 12 UTC del 01 de marzo al 31 de mayo del 2014 al 2016 de la estación de Durán. Posteriormente, se realizó un análisis exploratorio de datos mediante la utilización del software Python, lo que permitió calcular y generar series de tiempo de los índices y la tropopausa.
Se realizó la correlación Pearson entre los índices y la tropopausa, durante el año neutral y los años niños para verificar de forma cuantitativa la presencia de la inestabilidad entre los años investigados, y se generó series de tiempo del perfil vertical para analizar las tendencias de las variables de humedad relativa, la temperatura potencial equivalente y viento zonal durante los tres meses investigados, con la finalidad de verificar lo observado por Soto (2019).

Índices de estabilidad atmosférica

Índice Elevado (LI)

El índice IL (1) es el exceso de temperatura de una parcela de aire en 500 hPa, que fue

levantada hasta el nivel de condensación de elevación, a partir de la capa más húmeda en bajos niveles, normalmente la capa límite planetaria donde la humedad relativa es superior a 60 o 65%, y posteriormente llevada por la adiabática húmeda hasta el nivel de 500 hPa. Se puede, alternativamente, usar los valores medios de temperatura potencial y razón de mezcla en los 500 m más cercanos de la superficie para iniciar el levantamiento de la parcela.

Otras veces, se usa solamente la temperatura potencial y la razón de mezcla en la superficie para iniciar el levantamiento adiabático de la parcela. El valor de IL (Tabla 1) se ve afectado cuando hay, por ejemplo, una capa superficial, pero intensa, de inversión térmica cercana a 500 hPa (Bluestein, 1993).

El índice IL no es un buen indicador de convección para el período vespertino, cuando se calcula a partir de los sondeos realizados en la mañana. Por este motivo, IL puede también calcularse a partir de las previsiones de temperatura del aire y temperatura del punto de rocío en superficie para el período de mayor calentamiento del día.

$$LI = T_{500} - T_{500(p\ médio)}$$

Tabla 1: Inestabilidad atmosférica esperada en función de los valores del índice levantado para latitudes medias.

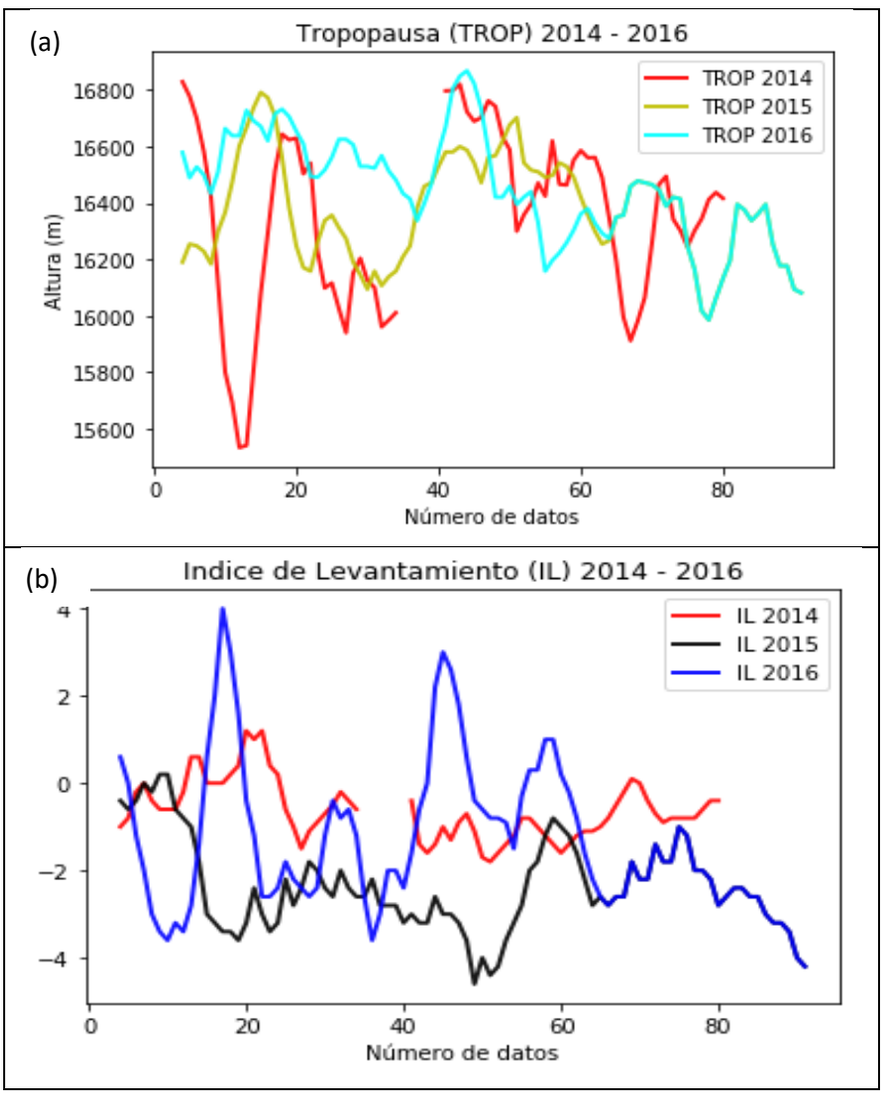
Umbrales IL	Probabilidad de tempestades
0≤ IL ≤ +3	Estable.
-3 ≤ IL < 0	Marginalmente inestable
-6 ≤ IL < -3	Moderadamente inestable
-9 ≤ IL < -6	Muy inestable
IL< -9	Extremadamente inestable

Índice de la Inhibición Convección (CIN)

El CIN (2) se define de forma análoga al CAPE, pero los límites de integración van desde la superficie hasta el NCE. De esta forma, este índice contabiliza la barrera energética que una parcela de aire necesita superar para alcanzar el NCE. Luego, de manera general, cuanto mayor sea la CIN menor es la probabilidad de ocurrencia de tormentas (Bluestein, 1993). (2)

$$CIN = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} d_z \qquad (1)$$

Resultado


(a)
Tropopausa (TROP) 2014 - 2016
TROP 2014
TROP 2015
TROP 2016
Altura (m)
16800
16600
16400
16200
16000
15800
15600
0
20
40
60
80
Número de datos
(b)
Indice de Levantamiento (IL) 2014 - 2016
IL 2014
IL 2015
IL 2016
4
2
0
−2
−4
0
20
40
60
80
Número de datos

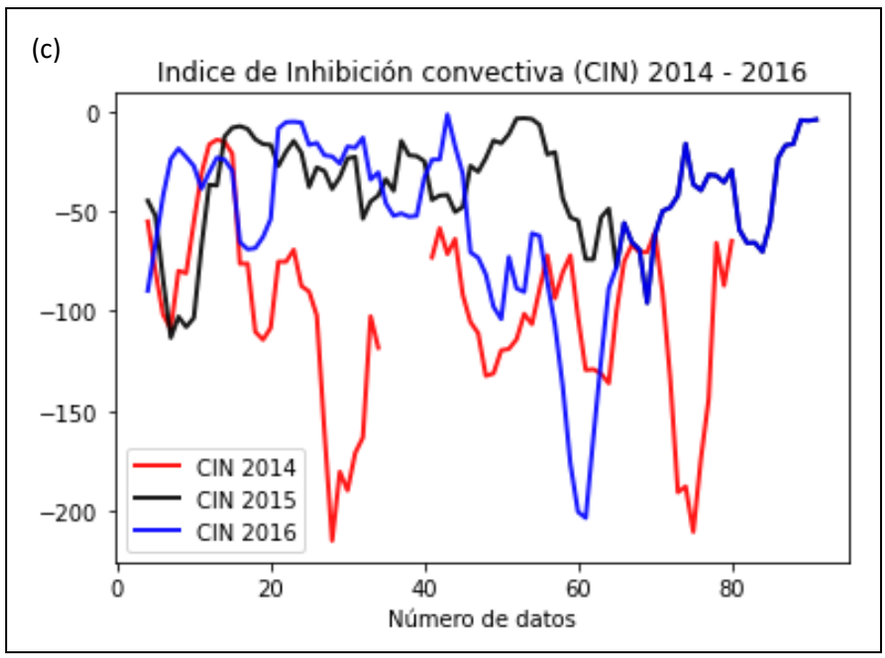


Figura 1. Índices de estabilidad atmosférica y tropopausa durante los meses de marzo, abril y mayo del año neutral 2014 y evento de El Niño 2015 – 2016. La tropopausa (a) durante el evento estudiado presenta una tendencia diferente a lo observada sobre el año neutral. Mientras que el índice levantamiento (b) e índice de inhibición convectiva (c) presenta una correcta relación inversas durante la ocurrencia de la inestabilidad, observando que la tendencia del año 2014 se encuentra fuera de lo observado durante el fenómeno.

Durante el periodo de investigación, la tropopausa presenta sus menores alturas en los meses de marzo y mayo, siendo esta mucho menor durante el 2014, alcanzando su menor valor en el de marzo de año mencionado, mientras que los mayores valores de su altura se presentan en el mes de abril del 2016, superando los 16800 metros, mientras que en abril del 2014 la tropopausa se ubicó por debajo de los 16800 metros (Figura 1a).

Los valores de mayor inestabilidad del índice de elevación (LI) se mostraron durante el mes de abril del 2015, registrando los valores menores de -4, lo cual indica una gran inestabilidad en la atmosfera, mientras que en el 2016 se registraron los máximos valores en los meses de marzo y abril, los cuales oscilaron entre -3 y -4, evidenciando mayor estabilidad en la columna de aire (Figura 1b).

Por otro lado, el índice de inhibición convectiva presenta una relación similar al índice de elevación en la detección de la inestabilidad atmosférica, mostrando que sus menores valores se encontraron durante los meses de abril del 2015 y 2016, mientras que los mayores valores del CIN se observaron en los meses de marzo y mayo del 2014 (Figura 1c).

Hallak & Pereira Filho (2012) menciona que la cantidad integral como CAPE, cuyos procedimientos de cálculo son más complejos que IL, puede reemplazarse sin pérdida de generalidad por el índice IL más simple e inmediato. Las proporciones físicas que explican aproximadamente el 80% de la varianza del índice IL también explican la misma cantidad de varianza CAPE.

Esto explica porque el IL tiene una correcta identificación de la inestabilidad sobre la zona estudiada durante la ocurrencia del evento El Niño, debido que la inversión térmica que divide la masa de aire humedad y seca se encuentra por encima de las 500 hPa y el índice identifica el exceso de temperatura de una masa de aire en 500 hPa.

Además, el valor de IL se ve afectado cuando hay una capa de inversión térmica poco profunda pero intensa cercana a 500 hPa (Bluestein, 1993). Lo que nos permite verificar que sobre continente el índice IL es un buen indicador de la convección para los países

cercanos a la línea ecuatorial. Por esta razón, se observó la correcta identificación de la inestabilidad por los índices IL y CIN, los cuales presentaron una mayor relación inversa durante los meses de mayor precipitación durante el periodo de investigación.

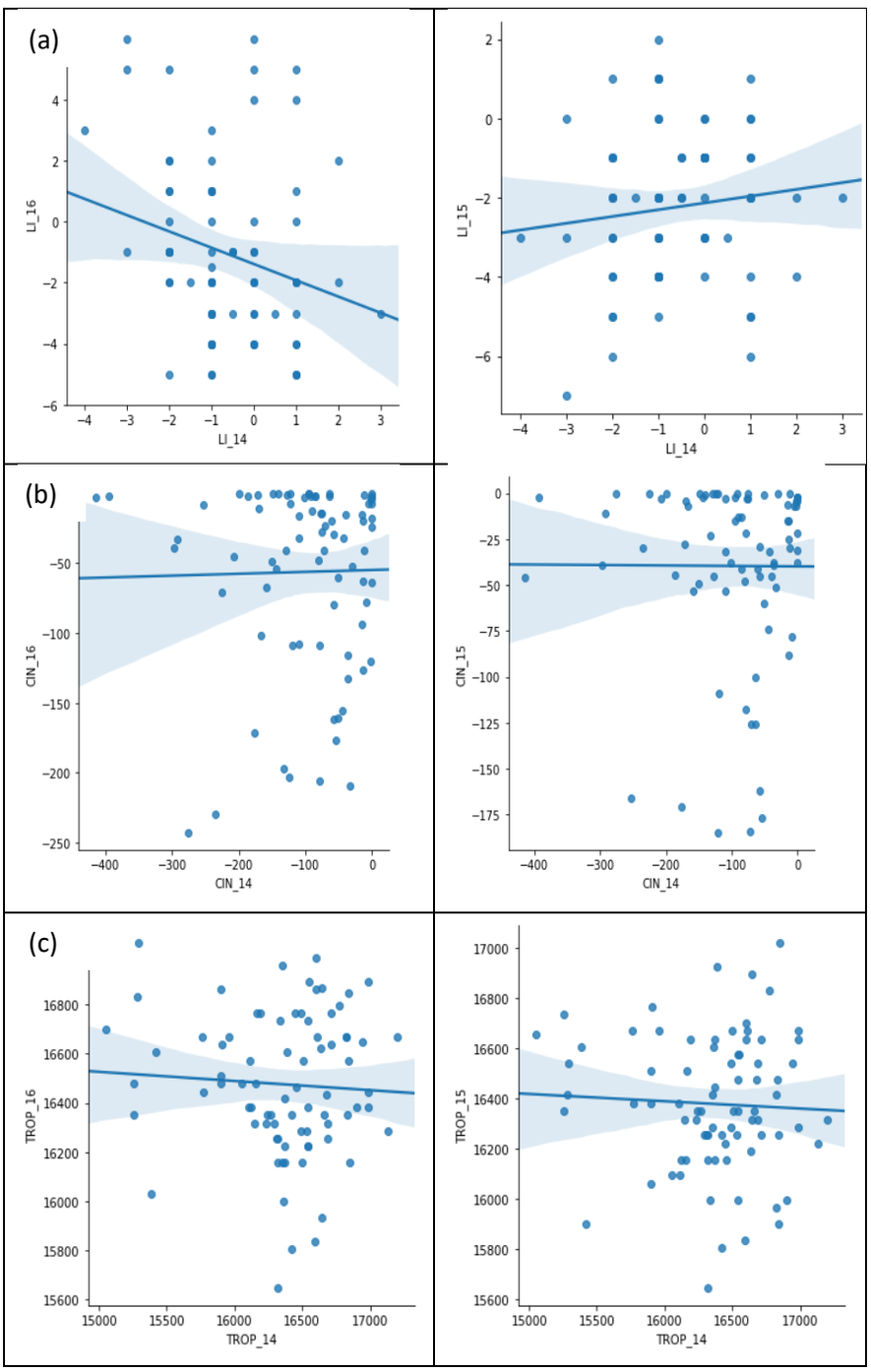


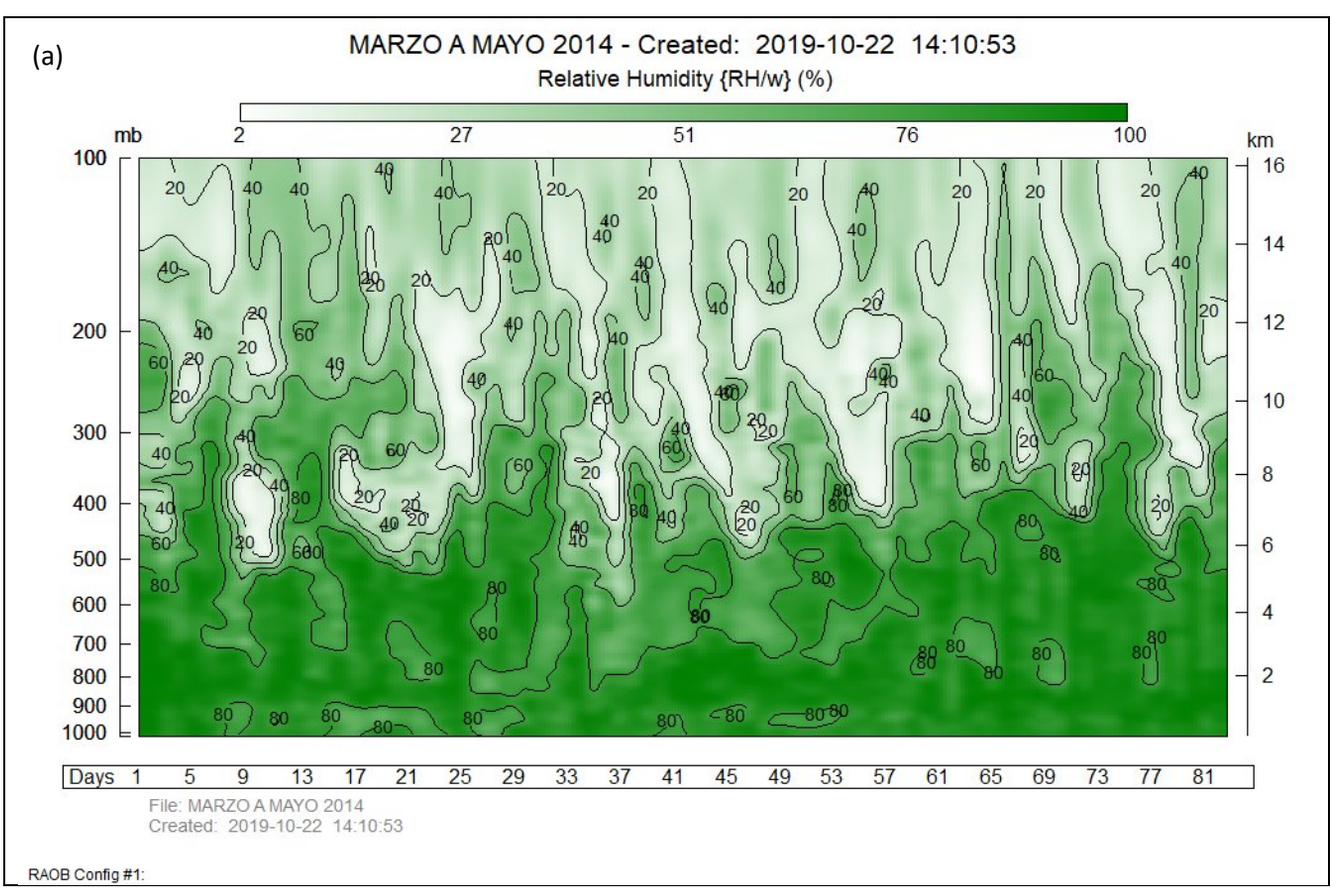
Figura 2. Las correlaciones del índice IL (a), índice CIN (b) y la tropopausa (c) durante el año neutral y los años niños, donde se pudo observar que no existe una relación entre los valores de inestabilidad entre el año neutral y años niños, así como los años niños, lo que permitió determinar al 2016 como el año más anómalo

.

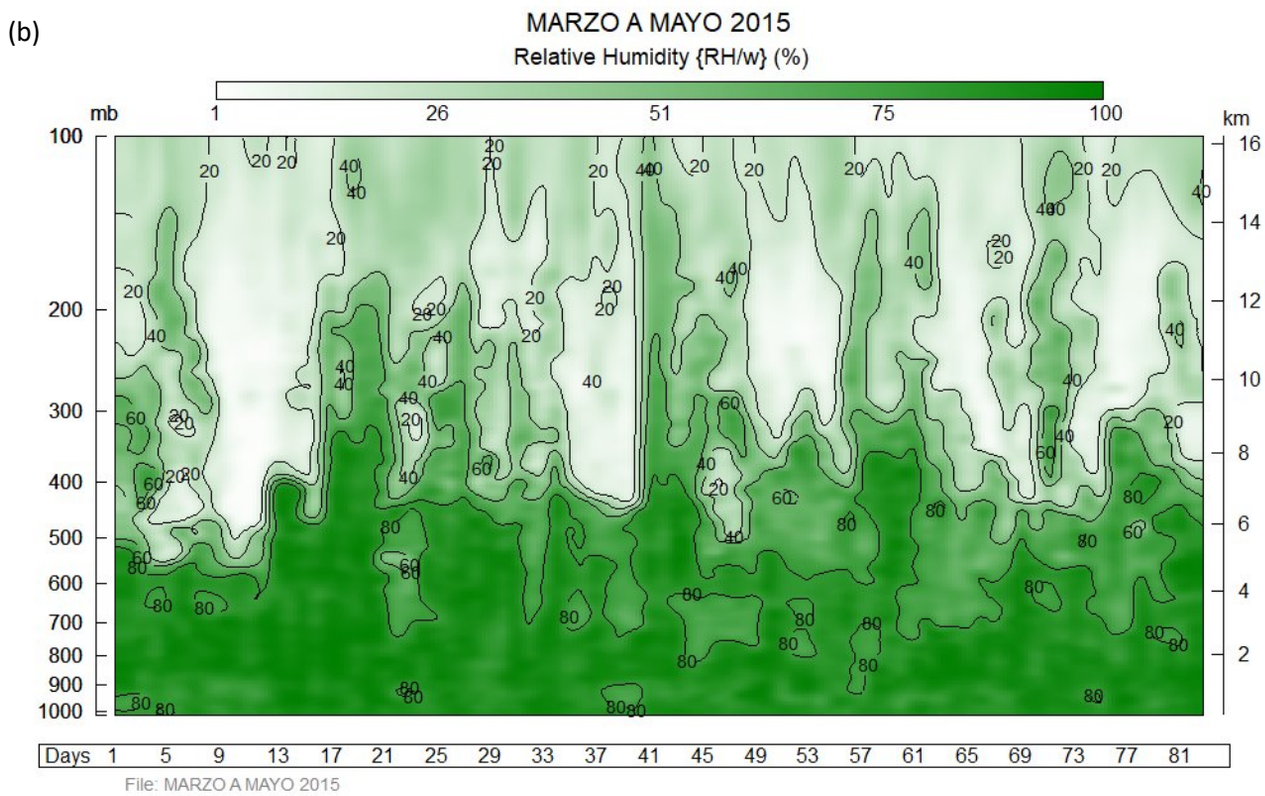
Para determinar la similitud del comportamiento atmosférico entre los años analizados se procedió a realizar un análisis de correlación entre los distintos índices que se han utilizado en este estudio. Para el índice de elevación podemos ver que los años 2014-2015, a pesar de que presentan la mayor correlación (0.16%), su correlación no resulta significativa, de igual manera sucede al comparar los años 2015-2016 (0.12%) y 2014-2016 (-0.18%), los cual nos indica que el 2016 fue el año con el comportamiento más anómalo (Figura 2a).

Por otro lado, el índice de inhibición convectiva tuvo un comportamiento similar al del índice de elevación, sin embargo, es necesario resaltar que la mayor correlación se obtuvo al comparar los años 2015-2016 (0.28), lo cual nos indica que estos años son anómalos en comparación con el 2014 (Figura 2b).

De igual manera, se obtuvieron resultados similares con los niveles de la tropopausa en donde la comparación entre los años 2015-2016 presento una correlación de 0.41%, de esta forma podemos evidenciar que durante el 2016 la tropopausa tuvo un comportamiento ligeramente similar al que presento durante el 2015 (Figura 2c).



(b)


MARZO A MAYO 2015
Relative Humidity {RH/w} (%)
1
26
51
75
100
mb
km
Days
File: MARZO A MAYO 2015
RAOB Config #1:

(c)

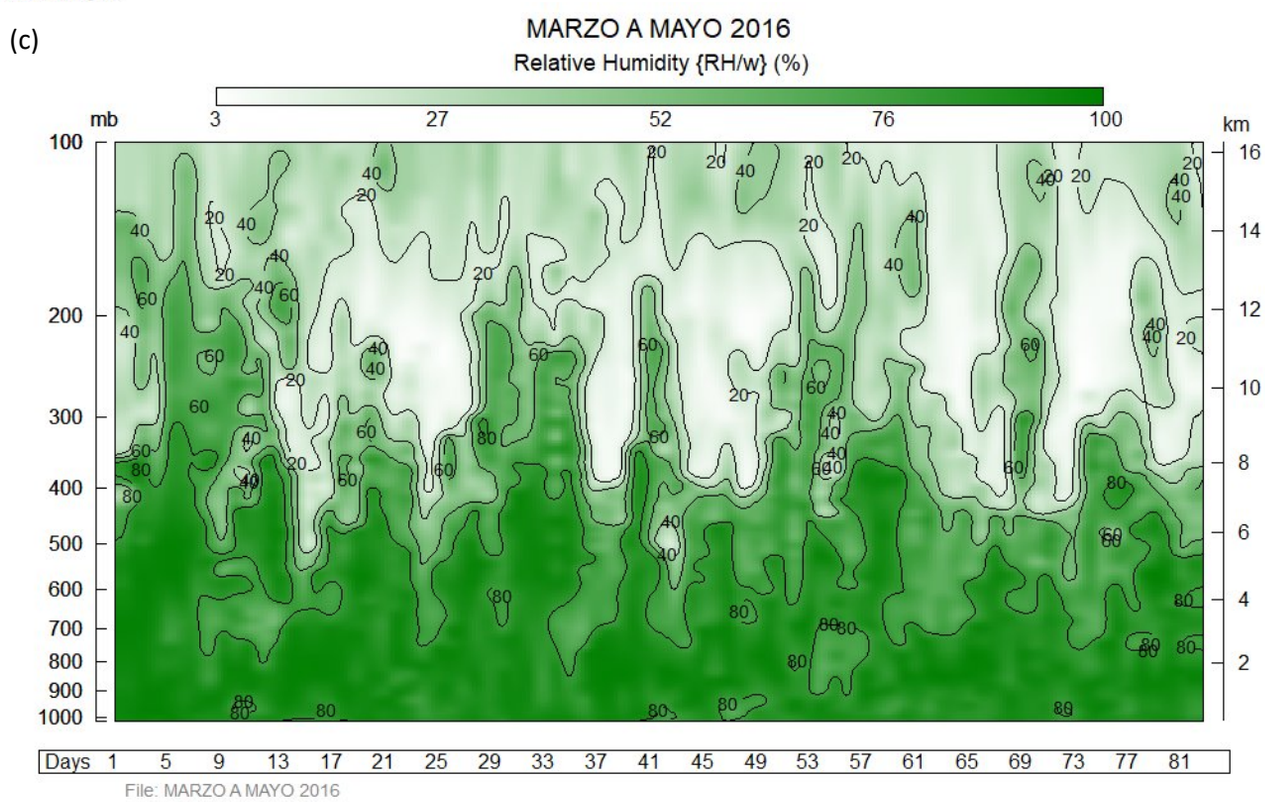
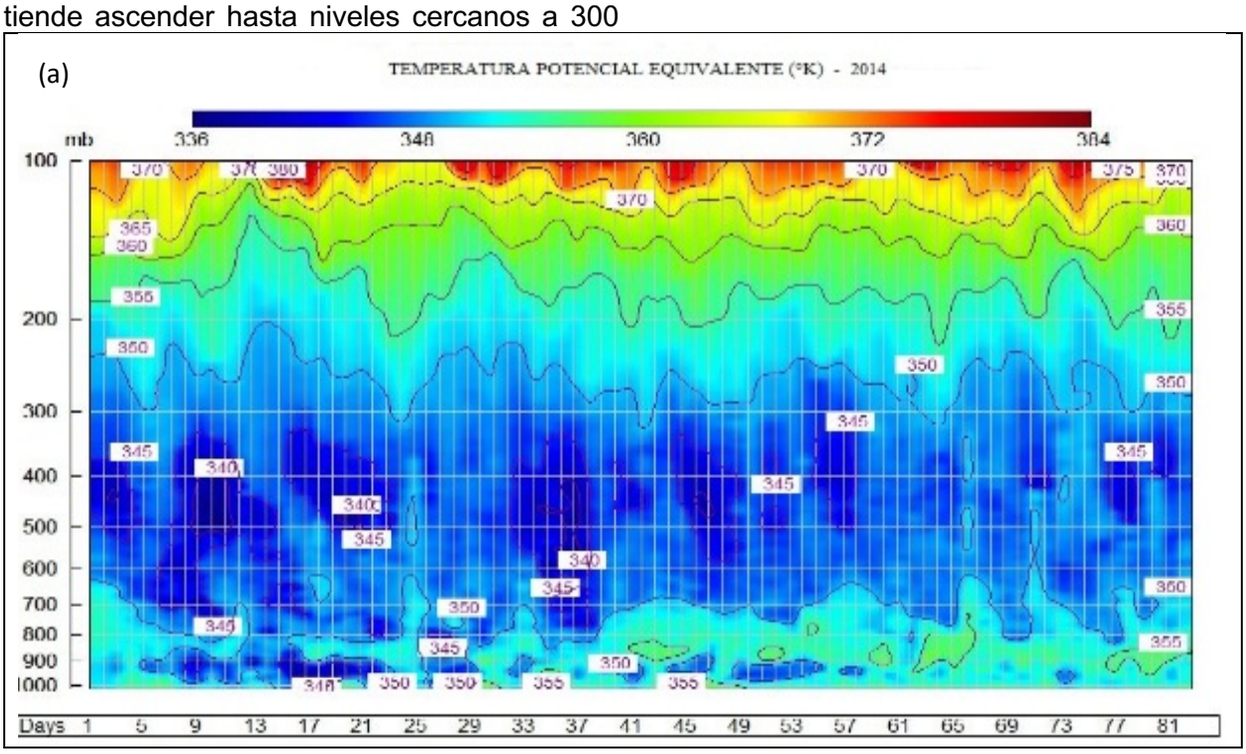

MARZO A MAYO 2016
Relative Humidity {RH/w} (%)
3
27
52
76
100
mb
km
Days
File: MARZO A MAYO 2016
RAOB Config #1:

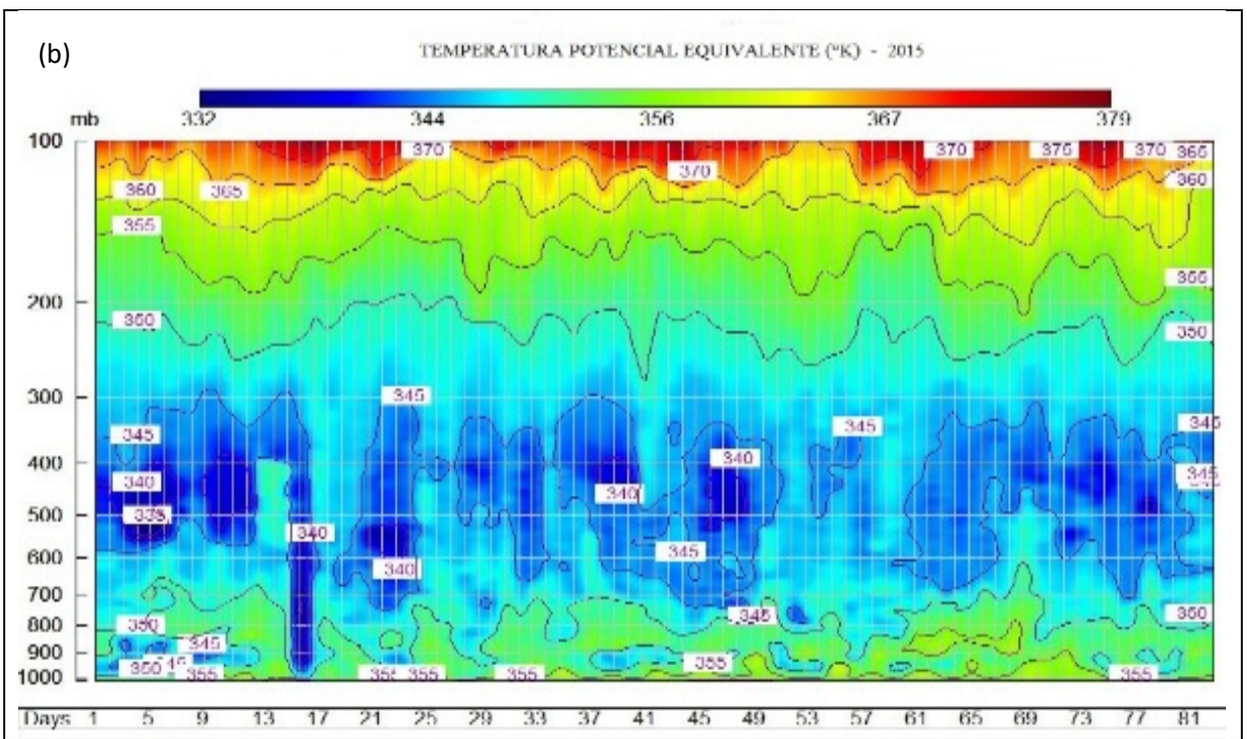
Figura 3. Humedad relativa durante los meses de marzo, abril y mayo del año neutral 2014 (a) y evento de El Niño 2015 – 2016 (b y c), donde se puede observar la ruptura de la inversión térmica por debajo del nivel de 500 hPa mediante el ascenso de las masas de aire debido al acoplamiento termodinámico durante el periodo investigado.

La humedad relativa durante el año neutral (Figura 3a), presenta una fluctuación de humedad hasta niveles cercanos a los 200 hPa, presentado mayor transporte de flujo de humedad durante los meses de marzo y mayo alcanzando valores entre 60 a 80%, mientras en el mes de abril el flujo de humedad tiende a disminuir a niveles por encima de los 300 hPa con similar cantidad de humedad.

Soto (2019) menciona que en la costa ecuatoriana la inversión térmica que separa las capas de masas de aire frio - seco y cálido - húmedo se encuentra cerca de los 500 hPa durante los meses de la época seca, mientras que durante la época humedad la inversión tiende ascender hasta niveles cercanos a 300 hPa.

Durante el 2015, se observa el aumento de humedad en niveles por debajo de los 500 hPa, observando flujos de humedad bien definidos, también se logró determinar periodos de flujo de aire seco y frío que descienden hasta el nivel de 500 hPa (Figura 3b), según Soto (2019), este descenso de aire frío y seco se debe a pulsos de vientos proveniente del oeste, lo cual genera mayor subsidencia sobre el perfil costero. Mientras que el 2016 se puede observar un similar comportamiento al anterior año, considerando que para este periodo de tiempo la influencia del flujo seco y frio tiene una influencia hasta los 400 hPa (Figura 3c).





(c)

de la inestabilidad para dicho periodo.

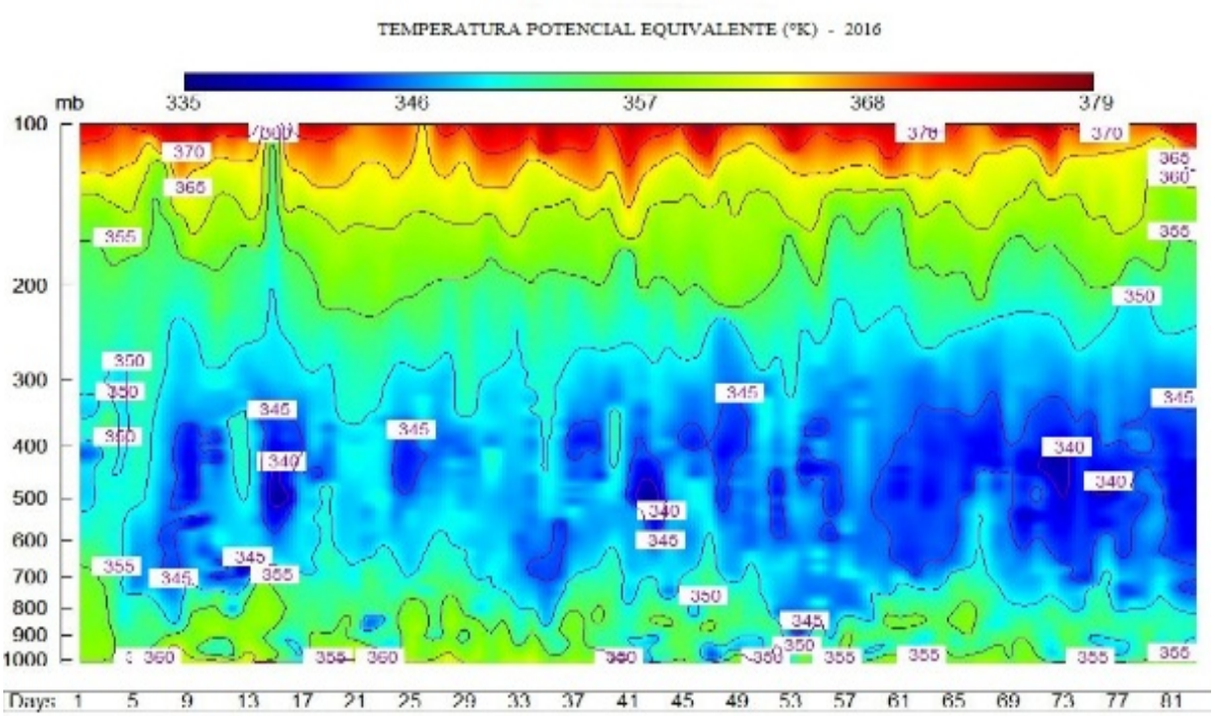
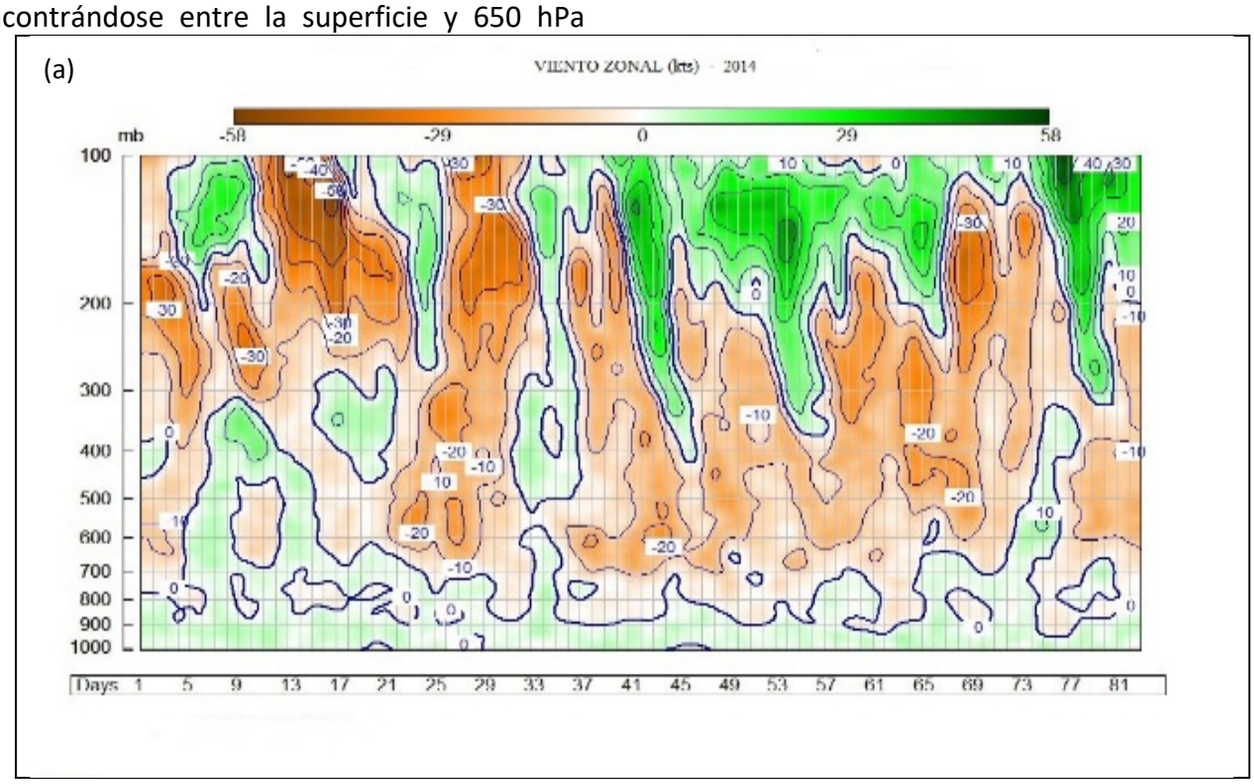


Figura 4. La Temperatura Potencial Equivalente (TPE) durante los meses de marzo, abril y mayo del año neutral 2014 (a) y evento de El Niño 2015 – 2016 (b), se observó que durante el año neutral los valores de la TPE presentan una menor variabilidad, mientras en el 2016 (c) se identificó una mayor intensidad en la temperatura lo que representa el aumento

La temperatura potencial equivalente, durante

el año neutral presento una capa estable que se encontró definida entre los 300 y 800 hPa, lo que ocasiono una ligera inestabilidad desde la superficie hasta niveles cercanos a los 800 hPa (Figura 4a).

En el 2015, se observa que la capa estable tiende a disminuir encontrándose entre 300 y 600 hPa, permitiendo un aumento de la capa inestable encontrándose entre la superficie y 650 hPa (Figura 4b), así como en el 2016 donde se observó una mayor variación de la TPE y, por ende, esto genero la presencia de mayor inestabilidad durante el periodo (Figura 4c). Esta variación de las capas estables a inestables fue identificada de forma correcta por los índices implementados en esta investigación, lo que comprueba lo observado por Soto (2019).



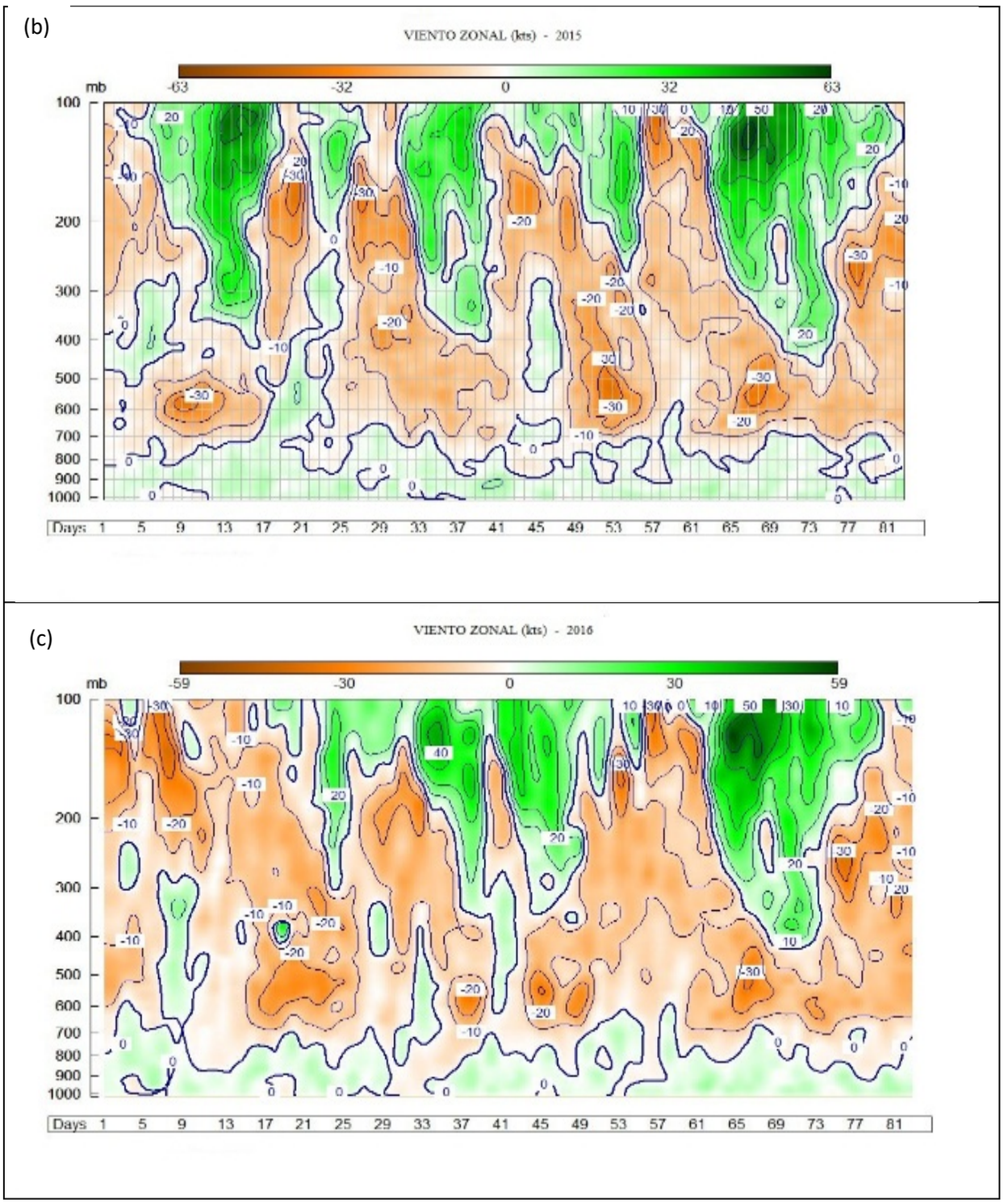


Figura 5. Viento zonal durante los meses de marzo, abril y mayo del año neutral 2014 (a) y evento de El Niño 2015 (b) – 2016 (c), donde se observa flujos de vientos predominantes del este desde niveles superficiales a superiores durante los años niños y flujos del oeste en niveles superiores hasta niveles medios años neutrales, donde los vientos del este dan lugar a precipitaciones de fuerte intensidad en un periodo corto, mientras que los del oeste dan lugar a precipitaciones ligeras pero continuas.

Los vientos superficiales observados durante el periodo neutral y niño tienen una predominancia del Oeste, debido a las bajas térmicas en el continente y la orografía propia de la costa ecuatoriana (Figura 5a). Sin embargo, se puede observar que para un año neutral las direcciones de estos vientos predominan hasta el nivel de 850 hPa, mientras que, en los años niños se observa que los vientos presentan una predominancia de dicha dirección hasta los 700 hPa.

En el nivel medio de la columna atmosférica se observa la permanencia de vientos provenientes del este durante los años neutrales, asi como los años con eventos El Niño. En el nivel superior los vientos predominan del oeste con intensidades bajas durante los años neutrales, y durante el periodo de desarrollo se observa que dichos flujos se intensifican, mientras que durante su culminación dicho flujo tiende aumentar, es decir, durante el desarrollo de un evento El Niño se generan pulsos de vientos de gran intensidad en niveles superiores que fluctúan periódicamente entre el este y oeste, con velocidades de 30 kts y 65 kts respectivamente (Figura 5b), lo que genera la presencia de veranillos bien definidos durante dicho periodo. Durante el periodo de madurez los vientos del oeste tienden a disminuir su intensidad y predominar del este en toda la columna de la atmosfera, mientras que durante la culminación del evento tienden a presentar una intensificación de los vientos del oeste como se puede observar en la Figura 5c.

Conclusiones

Mediante las correlaciones de los índices termodinámicos del año neutral y el evento de El Niño del 2015 – 2016, se comprobó que durante los eventos tipos canónicos (Desarrollo en la región Niño 3.4), la influencia sobre la costa ecuatoriana, es el aumento de la inestabilidad atmosférica desde la superficie hasta niveles superiores, lo que provoca una ruptura de la inversión térmica que se encuentra por debajo del nivel de 500 hPa provocando precipitaciones con mayor periodo de duración durante el mes de abril.

Durante el desarrollo de un evento El Niño se generan pulsos de vientos de gran intensidad en niveles superiores que fluctúan periódicamente entre el este y oeste, así como el periodo de madurez los vientos del oeste tienden a disminuir su intensidad y predominar del este en toda la columna de la atmosfera, mientras que durante la culminación del evento tienden a presentar una intensificación de los vientos del oeste.

Existe el acoplamiento termodinámico por la influencia de los fenómenos El Niño ocurre un ascenso de la tropopausa debido a las convecciones profundas que se generan cuando existe ascenso de masas de aire hasta niveles 300 y 200 hPa. Teniendo una relación directa con el aumento del índice de levantamiento e indirecta con el índice de inhibición convectiva en la parte continental de Ecuador.

Reconocimiento

Al Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Ecuador, por ceder el uso de la información de los radiosondeos.

Referencias

Bluestein, H. (1993). Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, New York, EUA, 594.

Hallak, R., & Pereira Filho, A. J. (2012). Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004.Revista Brasileira de Meteorologia, 27(2), 173–206.

Soto, A. (2019). “Caracterización de la Estructura Vertical de la Atmósfera en la Región Niño 1+2 Durante el Fenómeno El Niño 2015 - 2016.” Universidad Nacional Agraria La Molina.

Morales, C. A. R., DA Rocha, R. P., & Bombardi, R. (2010). On the development of Summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. Atmospheric Research, 96, 477-488.

Miller, R.C. (1972). Notes on analysis and

sever storm forecasting procedures of the Air Force Global Wheather Central. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190.

George, J.J. (1960) Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, 673.

Donner, L. & Phillips, V. (20013). Boundary layer control on convective available potential energy: Implications for cumulus parameteization. Journal of Geophysical Research, 108, (D22), 1-12.

Silva Dias, M. A. F., & Machado, A. J. (1997) The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in São Paulo, Brazil. Boundary-Layer Meteorology, 82, 135-157.