



Estructura dinámica de una baja fría.

Dinamic structure of a cutt-of low.

NELSON QUISPE GUTIÉRREZ¹

¹ Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología, SENAMHI, Casilla 11 1308, Lima 11, Perú.
nquispe@senamhi.gob.pe

Resumen

Se analiza un caso estudio de una baja fría ocurrido entre el 20 y 27 de febrero del 2005, con la finalidad de describir la dinámica troposférica y estratosférica asociado a dicho evento. Se identificó un sistema de baja fría en toda la columna de la troposfera entre los 30-40° sur, situación que fue iniciado por una perturbación meridional en latitudes medias y niveles altos que segregó un sistema de baja presión o también conocido como Cut-Off Low pressure (COL, por sus siglas en ingles). El sistema COL, se configuró al recibir apoyo energético de un Jet Stream asociado a una dorsal por la parte posterior (hacia el oeste del sistema), para luego reflejarse en niveles medios y bajos de la troposfera, adquiriendo condiciones frías en toda la estructura vertical. La COL, al extenderse hacia superficie se tornó lento, atenuándose al interactuar con aire más caliente como consecuencia de la intrusión de aire de origen estratosférica y alrededor del sistema troposférico. **Palabras clave:** Cut-off low, tropopausa, vortacidad.

Abstract

We analyze a case study of a cold low occurred between 20 and 27 February 2005, in order to describe the tropospheric and stratospheric dynamics associated with this event. We identified a cold low system along the spine of the troposphere between 30-40° South, this situation was initiated by a meridional disturbance over extratropical latitudes and upper levels which secrete a low pressure system or also known as Cut-Off Low pressure (COL). The COL system is configured when it receive support from a Jet-Stream's energy associated with a ridge over west of the system, and then reflected in low and middle levels of the troposphere, becoming cold conditions throughout the vertical structure. COL, the spread was slow to surface, fading to interact with warmer air due to the intrusion of

stratospheric air home and around the tropospheric system.

Keywords: Cut-off low, tropopause, vorticity.

INTRODUCCIÓN

La COL, es un sistema que se genera en niveles de alta tropósfera asociado a procesos de fuerte ondulación y aislamiento de la circulación de la Corriente en Chorro (JS, siglas en ingles), para luego propagarse en niveles medios y en muchos casos hasta niveles bajos. Hoskins et al., (1985); Hoskins (1991), definen la COL como un sistema aislado de alta vorticidad potencial (VP) ciclónica, que se extiende desde baja estratosfera hacia alta troposfera; mientras que Van Delden y Negger (2003), lo definen como un ciclón de tropopausa de circulación cerrada en alta tropósfera y baja estratosfera, además, señalan que en latitudes medias son el resultado de procesos dinámicos en el cual la masa de aire con alta VP es segregada de la estratosfera polar aislándose en la tropósfera de latitudes medias.

Un sistema de Baja Fría se caracteriza por la reducción de los espesores de la columna vertical por el efecto del aire frío que presenta la estructura troposférica, este sistema evidencia su madurez desde niveles bajos a niveles altos o viceversa; así mismo la vorticidad negativa se incrementa con la altura, el cual es sinónimo de un sistema de estructura fría. En un caso estudio de diagnostico de formación de un COL, Bell y Bosart (1992), observaron que en el estado inicial de un sistema cuña – vaguada, se amplifica la cuña desprendiendo una vaguada de onda corta asociada a un Jet streak que se desplaza embebido en la vaguada de onda larga desde latitudes medias hacia regiones más cálidas, para luego incentivar la

formación de la COL que posteriormente se extendió hacia niveles bajos, esta situación es identificado como una baja fría. Otro patrón de formación de una baja fría es la presencia de una vaguada fría en altura, que se proyecta hacia niveles bajos con sus características físicas y termodinámicas, propiciando la formación de un sistema de baja presión hacia niveles bajos.

Análisis realizados en la troposfera determinan la tropopausa dinámica (TD) como el límite de intercambio troposférico y estratosférico, en el cual según la WMO, define como el nivel más bajo de la estratosfera en donde la temperatura disminuye a una tasa menor o igual a 2° K por kilómetro; mientras que Holton (1990), define la TD como un nivel característico por un mínimo de temperatura y cuya altura varía desde alrededor de los 16 km próximo a la línea ecuatorial hasta 9 km en las cercanías a los polos. Un método muy utilizado para la identificación de la TD es mediante el cálculo de la VP, esta queda definida en la ecuación 1 y 2 de la sección de metodología.

Según la WMO (1986), define la TD con un mínimo de 1.6 unidades de VP (UVP; 1 UVP=10⁻⁶ m²s⁻¹ K kg⁻¹), mientras que Nielsen-Gammon (1995), representan por valores entre 1.5 - 3.0 UVP, otros investigadores igualmente representan la TD entre los 1.5 a 3.0 UVP. Quispe y avalos (2006), encontraron la intrusión de aire cálido estratosférico hacia niveles altos de la troposfera asociado al hundimiento de la TD sobre una COL tropical.

El objetivo del presente trabajo es identificar las características dinámicas de un sistema de baja fría en la estructura vertical de la troposfera, con fines de aplicación en el pronóstico operativo del tiempo en la región de Sudamérica.

AREA DE ESTUDIO Y METODOLOGÍA

El área de corresponde a latitudes altas, medias y subtropicales en el Pacífico oriental, frente al centro sur de Chile. Para el presente caso estudio se ha utilizado las salidas numéricas del análisis del modelo de circulación atmosférica *Global Forecast System* (GFS), desde el 20 al 27 de febrero del 2005. Este modelo tiene una resolución espacial de 1° X 1°, 26 niveles isobáricos

(1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa) y es corrido operativamente por el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) con resolución temporal de 06hrs.

Así también se utilizó las imágenes del canal de vapor de agua del satélite Goes 12 con la finalidad de identificar la baja fría en alta troposfera. El programa visualizador GrRADS facilitó la generación de salidas gráficas del modelo numérico para el análisis dinámico de la estructura vertical de la troposfera y baja estratosfera. El trabajo es complementado con cortes de sección transversal para lograr identificar el tipo de sistema que se presenta en la estructura vertical.

La identificación del hundimiento de la TD hacia la troposfera es un indicador de la presencia de un sistema de baja fría en niveles altos y/o medios. En tal sentido, para su identificación se utilizó el método de la VP, ésta fue calculado mediante diferencias finitas entre el nivel superior e inferior (Z-1 y Z+1 hPa) a un nivel isobárico determinado; identificando la TD con valores de 1.6 UVP (WMO, 1986). Para la realización de los cálculos de la VP, se utilizó el principio basado por Hoskins (1985), el cual define la VP Isentrópica (VPI), a través de la Ecu. 1:

$$VPI = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

Mientras que Bell & Bosart (1992), desdoblaron la ecuación (1) de formulación de VPI en coordenadas isobáricas, como sigue:

$$VP = -g[(\zeta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} + (\kappa \times \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p}) \cdot \nabla_p \theta] \quad (2)$$

Donde ζ es la vorticidad relativa, f es el parámetro de Coriolis, g es la aceleración de gravedad, p es la presión, ∇_p es el gradiente horizontal de superficie isobárica, \mathbf{v} es el vector horizontal de viento y θ es la temperatura potencial.

El interés de la identificación de la TD en una COL es reconocer, el nivel isobárico limite del sistema frío y los inicios del sistema de baja estratosfera cálida producto de la

intrusión de aire cálido estratosférico. Teniendo conocimiento del límite del sistema frío, se identifica al sistema frío hacia bajos niveles de la tropósfera conocido como la **Baja Fría** producto de la segregación de una baja en altura, también conocida como COL. Para identificar una COL se aplicó criterios que fueron utilizados en el Hemisferio Norte (Bell & Bosart, 1989 y Hernández, 1999) con ciertas variantes. La identificación de una COL debe cumplir las siguientes características: un contorno cerrado como mínimo de 1.6 UVP en el nivel isobárico de 300 hPa que superpone a un núcleo ciclónico de contorno cerrado de isohipsa de cada 30 mgp en el nivel isobárico de 500 hPa.

Otro análisis que se realiza es el diagnóstico de la tendencia geopotencial (Holton, 1990), esta es analizado mediante la ecuación 4, donde el primer término de la mano derecha (término B) indica la advección de la vorticidad absoluta y el segundo término (término C) indica la advección diferencial de espesores el cual es proporcional a la advección de temperatura, el análisis sinóptico de la ecuación a mayor detalle es realizado por Marengo et al. (1997).

Considerando que la ecuación de la vorticidad es:

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\mathbf{v}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) - f \nabla \cdot \mathbf{v} \quad (3)$$

Se analiza la ecuación de la tendencia geopotencial:

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \chi = -f_o \mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f} \nabla^2 \Phi + f \right) + \frac{f_o^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)$$

A = B + C

(4)

$$\zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \Phi$$

Donde Φ es la altura geopotencial, \mathbf{V}_g es el viento geostrófico

El análisis de las dos principales componentes de la ecuación de tendencia geopotencial, explica el comportamiento dinámico de un sistema sinóptico, en este caso en particular infiere en las componentes principales que incentivan el desarrollo y muerte de una COL, como es la advección de vorticidad negativa quien propicia el

desarrollo del sistema ciclónico y advección de temperatura negativa retroalimente al sistema para luego atenuarse al ser dominado por la advección cálida, igualmente con la advección de vorticidad positiva.

El análisis general del trabajo fue realizado en dos fases: **a) Imágen de Satélite**, para el análisis de la configuración de sistemas de alta troposfera, para lo cual se utilizó la imagen de vapor de agua (sección 3); **b) Observación sinóptica**, para la observación de patrones de circulación de niveles de alta, media y baja tropósfera, así como cortes de sección transversal para determinar la estructura vertical de la tropósfera (sección 3) mediante las ecuaciones de VP, tendencia geopotencial entre otros.

RESULTADOS

Imagen de satélite (Goes 12 - Canal 3)

La imagen de vapor de agua (Figura 1), evidencia el ingreso de aire frío (ver flecha azul, B) denotado por el color más oscuro de la Imagen, el cual refiere un menor espesor troposférico provocado por la mayor densidad troposférica, como consecuencia del ingreso de aire frío, ésta característica está asociado al intenso gradiente térmico y consecuentemente al viento intenso en niveles altos que se presenta en la región; el aire frío logra envolver una porción de aire húmedo logrando aislar el sistema (ver flecha roja, A) en forma acentuada en niveles medios. Sobre el lado derecho de la flecha azul se evidencia una franja de color blanco moteado, que representa la mayor actividad convectiva producto de la compensación de la pérdida de espesores en el núcleo del sistema frío (Hirschberg & Frisch, 1991). Esta situación favorece el ingreso paulatino de aire cálido envolviendo al sistema ciclónico, para luego perder intensidad y posteriormente la disipación del sistema frío.

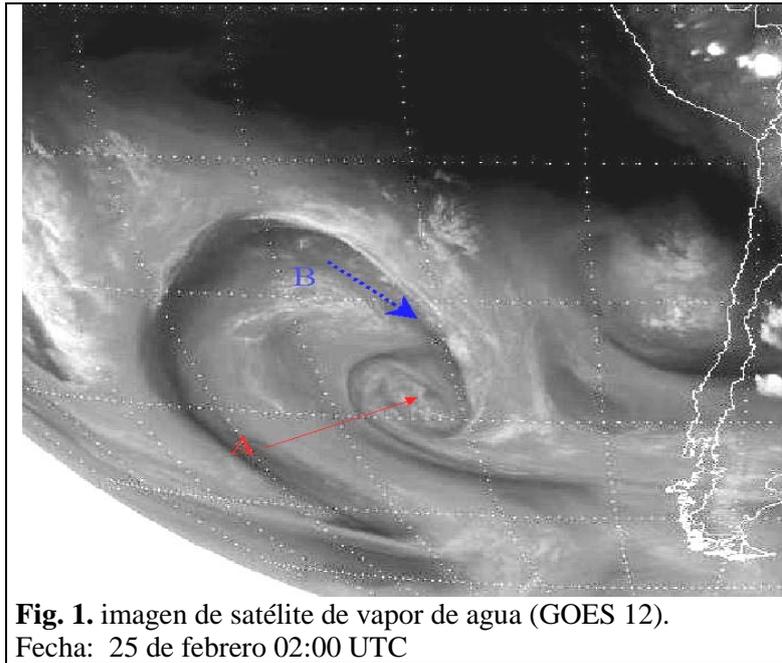


Fig. 1. imagen de satélite de vapor de agua (GOES 12).
Fecha: 25 de febrero 02:00 UTC

ANÁLISIS SINOPTICO

Análisis de niveles bajos, medios y altos

La Figura 2, muestra el desplazamiento de una baja fría, que inicialmente se ubico entre los $60^{\circ}\text{S} / 140^{\circ}\text{W}$ (ver figura 2.A), ésta se desplazó rápidamente hacia el noreste, cambiando de configuración a una vaguada de onda corta ubicada entre los $55^{\circ}\text{S} / 120^{\circ}\text{W}$ (ver Figura 2.B), el cual es forzada a moverse hacia el noreste, producto de la expansión de una dorsal proveniente del noroeste, para luego posicionarse como baja fría con núcleo cerrado entre hasta los $43^{\circ}\text{S} / 105^{\circ}\text{W}$ (ver figa 2.D), situación similar fue observado en el Hemisferio norte por Bell & Bosart, (1992). Hacia el noreste del sistema de baja fría en niveles medios, se presenta el primer indicio de la formación de un sistema de baja presión en superficie (12Z22feb, figura no mostrada), situación que está asociado a la advección de vorticidad negativa, el cual favoreció a la formación de un sistema de baja presión en superficie o también conocido como ciclogénesis, este comportamiento es explicado por Seluchi, (1995) y Marengo et al., (1997). Los siguientes días (ver figura 2.D,E,F,G,H) el sistema de baja presión en niveles medios y altos induce la formación e intensificación del sistema de baja presión en superficie y se torna de un lento desplazamiento para el 26 y

27, y luego pierde intensidad al ser consumida por la presencia de una vaguada de onda larga (28 de febrero, figura no mostrada).

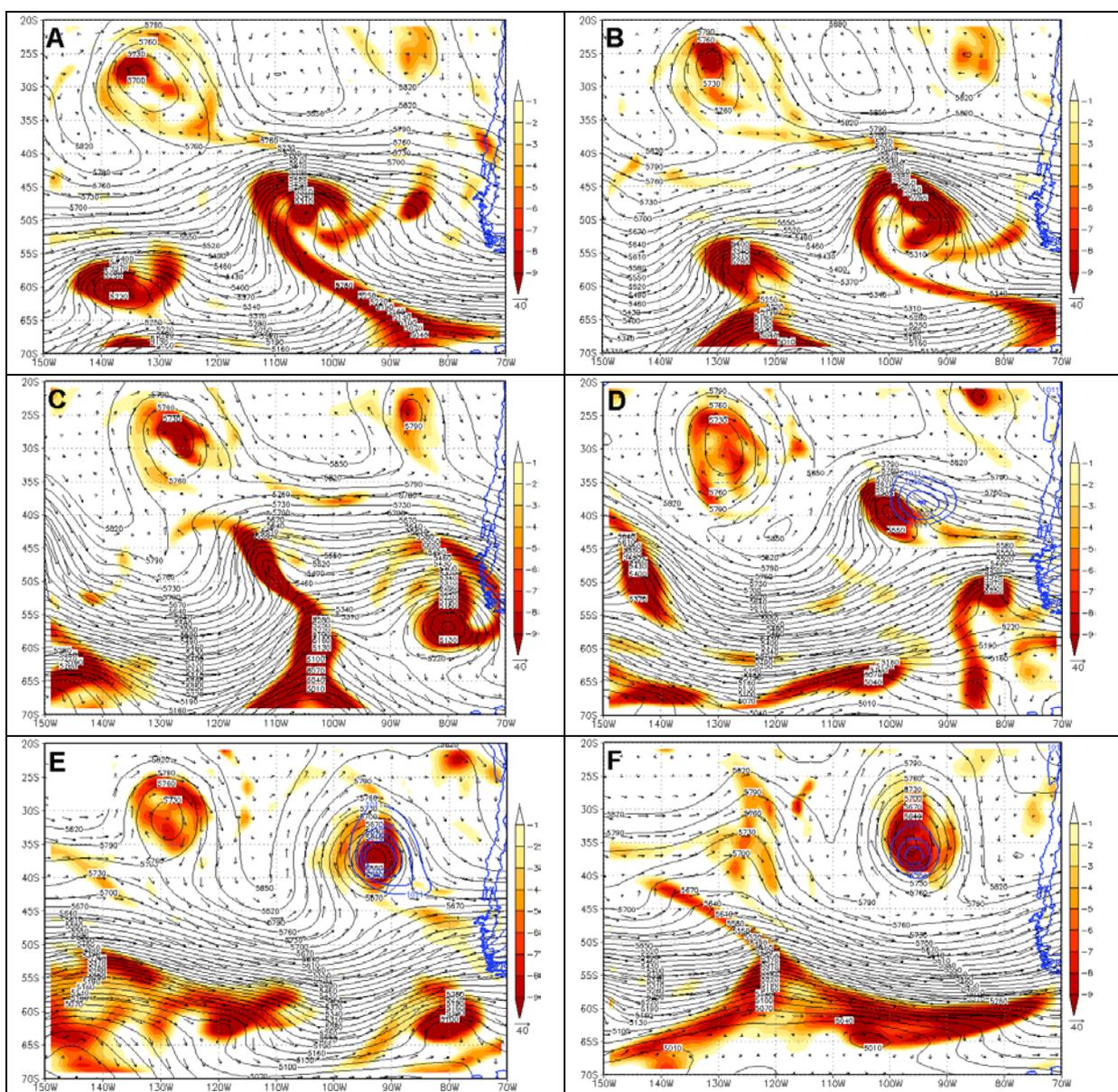
Considerando la metodología de identificación de una COL, se aplico diferencias finitas, según la ecuación 2, en el cual se encontró que en el nivel de 300 hPa existe un alto valor de VP (ver figura 3), quien se extiende con valores superiores a 1.6 UVP, con núcleo máximo de 5UVP, superponiendo a un núcleo cerrado de isohipsas cada 30 mgp, estos valores indican la presencia de una COL, así mismo; mientras mayor es el valor de la VP en la tropósfera, indica la presencia de la tropopausa (Hoskins, 1985). Considerando el valor mínimo determinado por WMO (1986), los valores encontrados de VP confirman el hundimiento de la TD. La presencia de un sistema frío en niveles altos y/o medios favorece la pérdida de espesor troposférico y consecuentemente el hundimiento de la tropopausa, el cual favorece la intrusión de aire cálido. La figura 4, presenta el hundimiento de la TD aproximadamente hasta los 500 hPa, producto de la caída de espesores.

En niveles medios, presenta un sistema ciclónico de núcleo cerrado en el nivel isobárico de 500 hPa, esta circulación fluye paralela a las isohipsas con intensidad que

superan los 50 Kt. Estos flujos de vientos dan cuenta de la circulación ciclónica en niveles medios el cual se extienden desde los 105°W a los 85°W con la presencia de un núcleo de altura geopotencial de 5550 hPa y valores altos de la VP sobre los 37°S 93°W (ver figura 3), el cual indica una situación de evidente pérdida máxima de espesor troposférico.

La circulación ciclónica de niveles medios y altos presenta un sistema de poco espesor geopotencial, el cual se ve reflejado en niveles de superficie como un sistema de baja presión a partir del 22 de febrero con su máxima profundización el 23 de febrero. Esta

circulación ciclónica en bajos niveles evidencia la conexión que presenta en toda la estructura vertical; así mismo, también el apretamiento de espesores (figura no mostrada) indica un fuerte ingreso de aire frío de bajos niveles proveniente del suroeste, esta situación fortalece al sistema frío y sistema frontal que se va evidenciando con el ingreso de aire cálido del norte. El ingreso de aire del norte a lo largo de los 85°W, apoya el incremento de espesor geopotencial asociado a la expansión atmosférica por la presencia de aire cálido, esta condición es sustentada por la ecuación de la tendencia geopotencial (ecu. 4).



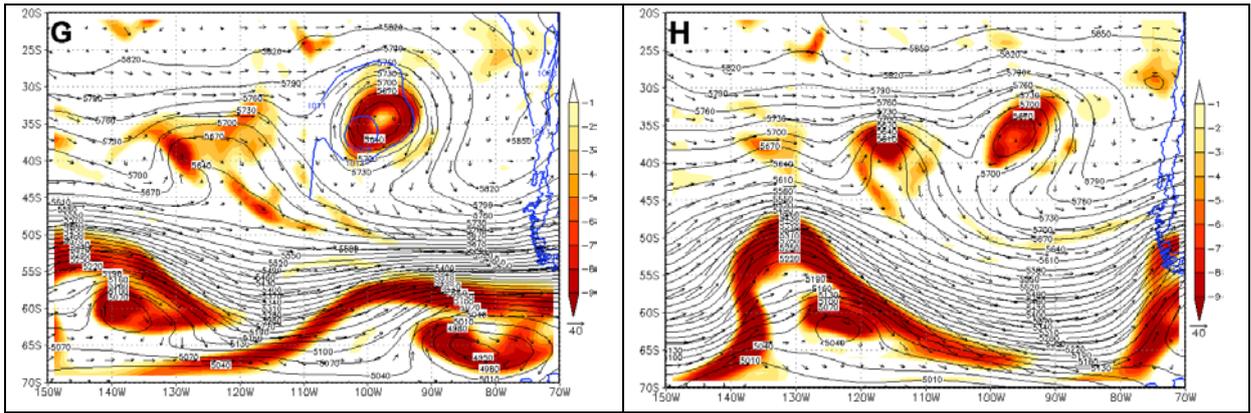


Fig. 2. (A-H): vorticidad relativa (1/s, matiz de colores), Altura geopotencial (m, líneas negras) y vector viento (Kt, flechas) en 500 hPa. Fecha: 20050220 - 20050227 0000 UTC

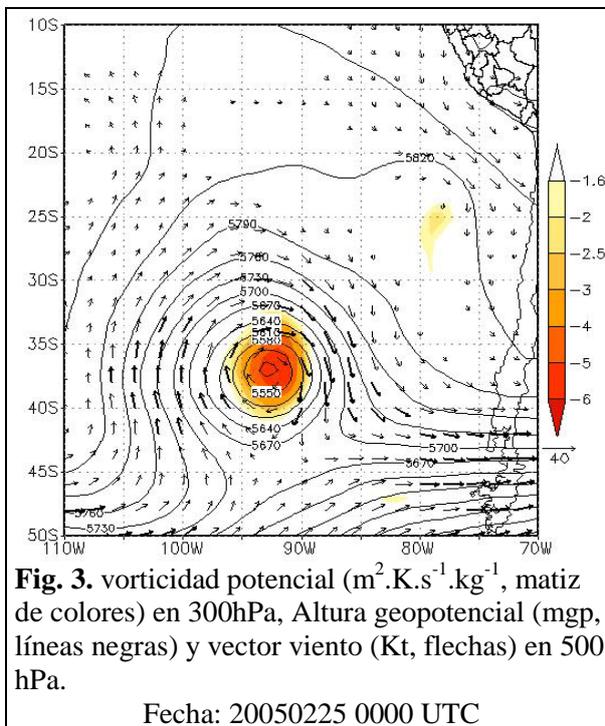


Fig. 3. vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, matiz de colores) en 300hPa, Altura geopotencial (m, líneas negras) y vector viento (Kt, flechas) en 500 hPa.

Fecha: 20050225 0000 UTC

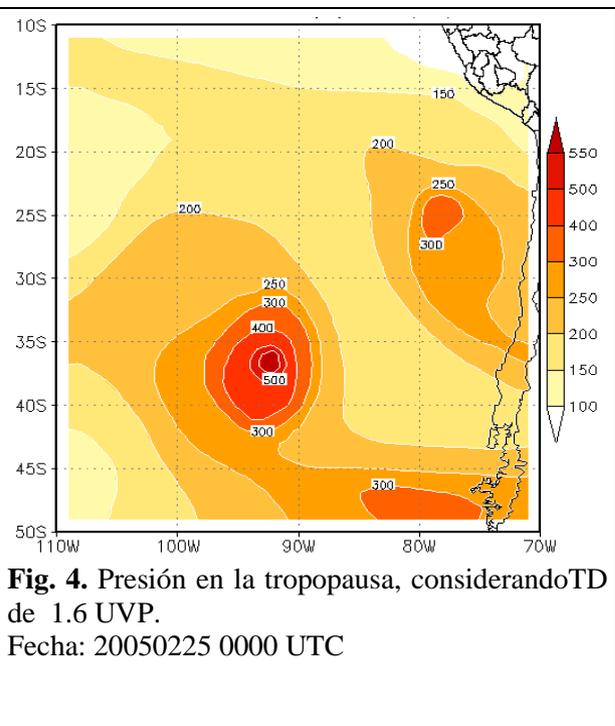


Fig. 4. Presión en la tropopausa, considerando TD de 1.6 UVP.

Fecha: 20050225 0000 UTC

El mecanismo de amplificación o disminución de espesor de la troposfera del sistema sinóptico es explicado por la EC. 4, siendo el termino C, el cual indica que a mayor advección de aire cálido presentará mayor expansión, este comportamiento es presentado en la zona Este del sistema, donde la expansión atmosférica es denotada por la advección de aire cálido del norte, así mismo el comportamiento de expansión de espesores es incentivada por la pérdida de espesores en el núcleo del sistema ciclónico igualmente explicado por la ecu. 4 y la compensación de masa (Hirschberg & Fritsch, 1991).

Otra evidencia de la presencia de intrusión horizontal de aire frío es la formación de una ciclogénesis, el cual es evidenciado por su condición termodinámica, para ello la humedad es uno de los principales identificadores visuales en el cual la humedad relativa como sinónimo del estado de saturación, evidencia la presencia de una ciclogénesis asociado a la baja fría, favorecida por la presencia de la COL (ver Figura 2).

Corte de sección transversal

En el corte de sección transversal (ver Figura 5) muestra la circulación ciclónica que

presenta el sistema, desde niveles de alta tropósfera (200 hPa) hacia niveles de baja troposfera (1000 hPa), en el lado izquierdo de la figura, presenta vientos del sur y el lado derecho presenta vientos del norte, el cual sugiere circulación ciclónica. La línea entrecortada ubicada en los 93°W, indica el cambio de dirección del viento o eje del sistema ciclónico, desde superficie hacia los 200 hPa; así también al observar detenidamente las líneas de temperatura potencial tomando como línea imaginaria la horizontal desde el lado izquierdo (110° W) hacia el lado derecho (70° W) evidencia que hacia el núcleo, la temperatura disminuye y se incrementa hacia los costados (la configuración de las líneas es tipo una campana). Así, similarmente se realizó la práctica en todos los niveles isobáricos, encontrando un sistema frío muy marcado desde bajos niveles hasta el nivel de los 300 hPa, donde sufre un cambio térmico hacia mayor nivel, el cual es explicado por la intrusión de aire estratosférico como consecuencia del hundimiento de la tropopausa (intrusión de aire más caliente). Así también es evidente que la vorticidad

relativa varia con la altura, donde a mayor altura es más ciclónico (hasta los 300 hPa) y de 300 a 200 hPa es menos ciclónico, comportamiento que cumple las condiciones de intrusión de aire estratosférico según la ecuación de la vorticidad (ecu. 3).

El hundimiento de la tropopausa es provocado por dos importantes factores, una de ellos es la cizalladura ciclónica que generó el paso de la Corriente en Chorro (ver líneas negras en figura 6) asociado al paso de una vaguada. En el corte de sección transversal evidencia una vaguada asociada a una corriente en chorro, está vaguada pronunciada también apoya el ingreso de aire frío desde niveles altos hacia niveles medios y bajos, favoreciendo la pérdida de espesor en la columna troposférica por el enfriamiento de ésta (ver líneas azules de temperatura potencial) y consecuentemente el hundimiento de la tropopausa dinámica, el cual es identificado por la vorticidad potencial (ver matiz de colores). Este hundimiento es estimado aproximadamente hasta los 500 hPa, considerando un límite de 1.6UVP (según OMM, 1986).

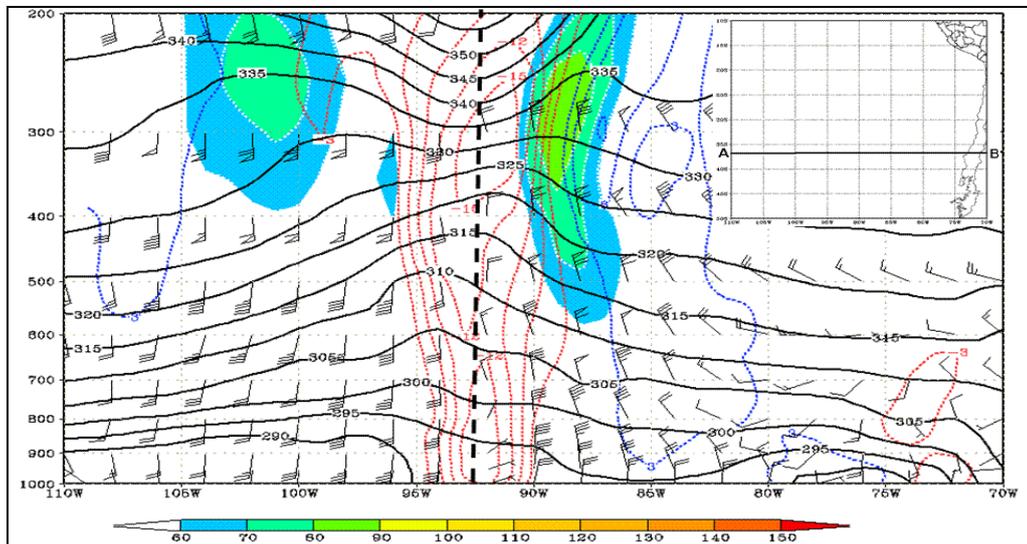


Fig. 5. Corte de sección transversal Lat.: 37°S cte y LON: 110°W a 70°W, en el nivel de 1000 a 200 hPa. Corriente en Chorro (Kt, Matiz de colores), Temperatura potencial (°K, Líneas negras), Vorticidad relativa negativa y positiva (1/s, Líneas rojas y azules respectivamente) y viento (Kt, barbilla). Fecha: 20050225 0000 UTC

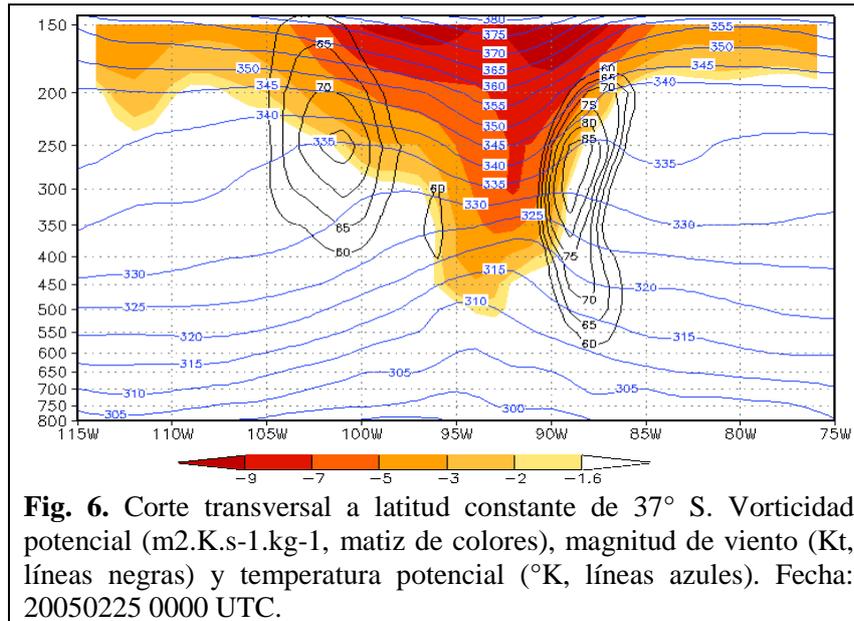


Fig. 6. Corte transversal a latitud constante de 37° S. Vorticidad potencial ($m^2.K.s^{-1}.kg^{-1}$, matiz de colores), magnitud de viento (Kt, líneas negras) y temperatura potencial ($^{\circ}K$, líneas azules). Fecha: 20050225 0000 UTC.

CONCLUSIONES

La presencia de una vaguada fría asociada al JS en niveles altos y medios sobre latitudes medias, favorecieron el ingreso de aire frío hacia el núcleo de esta, provocando la pérdida de espesor troposférico e incentivando la formación de una COL, esta situación sinóptica se gestó desde niveles altos incidiendo hacia niveles bajos, condicionando la circulación ciclónica en toda la estructura vertical de la troposfera, identificándose en ésta como un sistema de baja fría. Un posterior comportamiento en alta tropósfera es restringido por el ingreso de aire cálido, afectado por la intrusión de aire estratosférico, en consecuencia el sistema de baja fría alcanzó el nivel de los 300 hPa a consecuencia de la pérdida de espesor troposférico e intrusión de aire estratosférico. Superior a 300 hPa, el sistema ciclónico se tornó un sistema cálido.

REFERENCIAS

- Bell, G. D. & Bosart, L. F. (1989)** A 15-year Climatology of Northern Hemisphere 500 mb Closed Cyclone and Anticyclone Centers, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 117, 2142-2163.
- Bell, G.D., & Bosart, L.F. (1992)** A case study Diagnosis of the formation o fan Upper-level Cutoff Cyclonic Circulation over the Eastern United States. *Monthly Weather Review*, Vol. 121 (1): 1635–1655.
- Hernández, A. (1999)** Un estudio de las depresiones aisladas en niveles altos (DANAs) en el sudoeste de Europa basados en mapas isentrópicos de Vorticidad Potencial. IV Simposio Nacional de Predicción, INM, Madrid. Centro de publicaciones, Secretaria General Técnica: ministerio del Ambiente, pp. 235-240. Página web del INM, Divulgación Meteorológica, apartado del IV Simposio de Predicción.
- Hirschberg P. & Michael F. J. (1991)** Tropopause Undulations and the Development of Extratropical Cyclones. Part I. Overview and Observations from a Cyclone Event. *Monthly Weather Review*, Vol. 119 (2): 496–517.
- Holton, J. R. (1990)** An Introduction to Dynamic Meteorology. Academic Press, New York 423pp.
- Hoskins, B. J., McIntyre M. E. & Robertson, A. W. (1985)** On the use and significance of isentropic vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111 (470), 877-946.
- Hoskins, B. J. (1991)** Towards a PV- θ view of the general circulation, *Tellus B*, Vol. 43(4): 27 - 35
- Marengo, J., Cornejo, A., Satymurty, P., Nobre, C. & Sea, W. (1997)** Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994. *Monthly Weather Review*, 125, 2759–2786.
- Nielsen-Gammon, J. (1995)** Dinamical Conceptual models of upper level mobile trough formation: Comparison and application. *Tellus*, 47A, 705-721.
- Quispe, N & Avalos G. (2006)** Intense snowstorm in the southern mountains of Perú associated to the incursion at cut-off low-pressure system at Upper Level. Proceedings of 8 ISDHMO, Foz do Iguacu, Brasil, April 24-28, INPE, 1945-1958.

Seluchi, M. E. (1995) Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica, *Geofísica Internacional*, Vol. 34 (2): 171-186.

Van Delden A. & Neggers R. (2003) A case study of tropopause cyclogenesis, *Meteorol. Appl.* Vol 10, 197-209

WMO (1986) Atmospheric ozone, Vol. I. Report No. 16. Genva: WMO, 264 pp.