

ANÁLISIS DE LA PRESIÓN DE LA TROPOPAUSA DINÁMICA EN BAJAS SEGREGADAS DEL SUR DE SUDAMÉRICA

**Hernán Bechis¹, Alejandro Aníbal Godoy^{2,3}, Norma Edit Possia^{1,2}, Claudia Marcela
Campetella^{1,2,3}.**

¹Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, CONICET – UBA

²Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, FCEN – UBA

³Servicio Meteorológico Nacional, Argentina

Autor correspondiente: Hernán Bechis, hernan.bechis@cima.fcen.uba.ar

Manuscrito recibido el 30 de junio de 2016; Manuscrito aceptado el 7 de diciembre de 2016

RESUMEN

Las bajas segregadas son circulaciones ciclónicas cerradas que se desarrollan en niveles altos de la tropósfera, quedando separadas del flujo de los oestes. En general se asocian a profundas caídas de la tropopausa, permitiendo intrusiones de aire estratosférico en la tropósfera, lo que puede dar lugar a diversos riesgos para la población, tales como aumentos en las concentraciones de ozono en superficie, incrementos de la inestabilidad potencial o la generación de turbulencia en aire claro. La región del Océano Pacífico al oeste de Sudamérica es una zona preferencial para el desarrollo de estos sistemas, y por tal motivo se planteó como objetivo avanzar hacia la comprensión del comportamiento de la tropopausa en bajas segregadas que afectan el sur de este continente.

Se utilizó la definición dinámica de la tropopausa, basada en la discontinuidad en la vertical de la vorticidad potencial. La tropopausa se identificó con tres valores distintos de esta cantidad: -1.6, -2 y -3 PVU. Se analizaron 81 casos de bajas segregadas que se formaron al oeste de los Andes entre 1999 y 2008 y se pudo cuantificar la caída de la tropopausa dinámica en cada una de ellas. La tropopausa dinámica de las bajas segregadas estudiadas mostró caídas con valores máximos de entre 650 hPa y 550 hPa, dependiendo del valor de vorticidad potencial utilizado.

Se analizó también la posición de la máxima caída de la tropopausa dinámica relativa al centro de los sistemas, encontrando una preferencia dominante por el sector ecuatorial de las bajas segregadas.

Palabras clave: Bajas segregadas, tropopausa dinámica, vorticidad potencial.

ANALYSIS OF THE DYNAMIC TROPOPAUSE PRESSURE IN CUT-OFF LOWS OF SOUTHERN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Cut-off lows are closed cyclonic circulations that develop in high levels of the troposphere, separated from the westerly flow. They usually are associated with deep tropopause descent, allowing stratospheric air intrusions to the troposphere, which can lead to risks for the population, such as increments in surface ozone concentrations, increases of potential instability or generation of clear air turbulence. There is a preferential zone for the development of these systems west of South America, over the Pacific Ocean, and for this reason the goal of this paper is to progress towards understanding the behavior of the tropopause in cut-off lows that affect the south of this continent.

The dynamic definition of the tropopause, based on the discontinuity in the vertical of potential vorticity was used. The tropopause was identified with three different values of this quantity: -1.6, -2 and -3 PVU. 81 cases of cut-off lows that develop west of the Andes between 1998 and 2008 were analyzed, and the tropopause drop could be quantified in each one of them. The dynamic tropopauses of the studied cut-off lows showed drops with

maximum values between 650 hPa and 550 hPa, depending of the potential vorticity value selected.

The position of the maximum fall, relative to the center of the systems, was also analyzed, finding a dominant preference for the equatorial sector of the cut-off lows.

Key words: Cut-off lows, dynamic tropopause, potential vorticity.

1) INTRODUCCIÓN

La Tropopausa:

La tropopausa, límite entre la tropósfera y la estratósfera, separa estas dos capas de la atmósfera que cuentan con diferentes características dinámicas, composición química y regímenes radiativos. La tropósfera contiene la mayor parte del vapor de agua en la atmósfera y la distribución de temperatura se caracteriza en general por un decrecimiento con la altura. En esta capa los procesos de mezcla turbulenta son muy eficientes, apoyados por los intensos movimientos verticales. Por otro lado, en la estratósfera las concentraciones de vapor de agua son muy bajas, y la presencia de ozono juega un papel fundamental para controlar la temperatura. La fuerte estabilidad en esa capa limita los movimientos convectivos, por lo que la mezcla vertical allí es escasa.

A pesar de que existen al menos doce diferentes definiciones de la tropopausa (Ivanova, 2013), el criterio más extendido para determinar su ubicación es el basado en el cambio del gradiente vertical de temperatura. La Organización Meteorológica Mundial (OMM, 1957) define la “tropopausa térmica”, basada en esta discontinuidad, como el nivel más bajo en el que el gradiente vertical de temperatura es de $2^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ o menos, siempre y cuando el gradiente medio entre ese nivel y los 2 Km superiores permanezca por debajo de ese nivel. Sin embargo, esta definición puede dar lugar a ambigüedades en cercanías de corrientes en chorro o zonas frontales (Reiter, 1975), y se ha comprobado que en regiones con circulaciones ciclónicas no consigue capturar completamente la estructura de las intrusiones de aire estratosférico hacia la tropósfera, por lo que puede no ser la mejor elección para estudiar la tropopausa en sistemas de este tipo (Bethan y otros, 1996; Cox y otros, 1997).

Otra definición de la tropopausa se basa en la utilización de la vorticidad potencial (VP), definida por Rossby (1936):

$$VP = \frac{(\zeta_{\theta} + f)}{\sigma^*} \quad , \text{ con: } \sigma^* = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad (1)$$

En donde $\zeta_{\theta} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_{\theta}$ es la componente vertical de la vorticidad relativa en coordenadas isoentrópicas, f el parámetro de Coriolis y σ^* una medida de la estabilidad estática, con g la gravedad, θ la temperatura potencial y p la presión. La VP resulta entonces del producto de la vorticidad absoluta y la estabilidad estática, combinando así los campos de movimiento y masa. Típicamente la magnitud de la vorticidad potencial es del orden de $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} = 1 \text{ PVU}$, en donde 1 PVU es una unidad de vorticidad potencial, por sus siglas en inglés.

La vorticidad potencial es una cantidad que se conserva en condiciones de flujo adiabático y sin fricción, por lo que puede ser utilizada como un trazador dinámico indicando el origen de las parcelas de aire, siempre que esas condiciones se mantengan a lo largo de sus trayectorias (Reed y Sanders, 1953). Las perturbaciones meteorológicas con fuertes gradientes en los campos dinámicos como frentes o corrientes en chorro están asociadas con importantes anomalías de vorticidad potencial, que, en niveles altos de la tropósfera, son advectadas rápidamente bajo condiciones cuasi-adiabáticas. Entonces, los patrones de vorticidad potencial se conservan en superficies isoentrópicas, lo que hace a esta variable muy útil para identificar y seguir el desarrollo de estos sistemas (Holton, 1992).

La figura 1 muestra el promedio zonal de la VP para el período 1999-2008. En general se ve un aumento de la magnitud de la VP con la altura, producto del incremento en la estabilidad estática en la estratósfera. Además, para un dado nivel de presión se observa un aumento de la VP hacia los polos, especialmente en niveles altos, debido a las diferencias en el espesor de la tropósfera, mayor en las zonas ecuatoriales que en las polares. Este aspecto se ve favorecido por el aumento de la magnitud de la vorticidad planetaria, así como por la mayor frecuencia de sistemas ciclónicos en latitudes altas.

En los campos isobáricos de niveles altos, esta variación de la VP da lugar a lo que se conoce como “reservorios” polares de vorticidad potencial, asociados a los altos valores de esa cantidad que allí se presentan. En niveles bajos también se observa un aumento de la magnitud de la VP con la latitud, ligada al aumento de la estabilidad estática por el enfriamiento en las regiones polares.

En latitudes medias y altas, la discontinuidad en la vertical de la VP da lugar a la definición de la “tropopausa dinámica”. Si bien la OMM (1986) propuso utilizar la superficie de $|VP|=1.6$ PVU para separar tropósfera y estratósfera, valores entre 1 y 4 PVU han sido utilizados en diferentes estudios en las últimas décadas (Ivanova, 2013), aunque el uso de umbrales demasiado altos en la delimitación de la tropopausa puede llevar a la pérdida de la estructura asociada a las intrusiones de aire estratosférico, especialmente en sistemas con circulaciones ciclónicas (ver Cox y otros 1997).

Bajas Segregadas:

Las bajas segregadas son circulaciones ciclónicas cerradas que se desarrollan en niveles altos de la tropósfera y se forman a partir de la profundización de una vaguada fría, en un tren de ondas de los oestes (Palmén y Newton, 1969). En las cartas isobáricas estándar de niveles altos se presentan como contornos cerrados de geopotencial, que pueden permanecer así durante varios días, ó incluso semanas, aunque lo habitual, en el hemisferio sur, es que su duración sea de uno a tres días (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010). Desde un punto de vista dinámico, Hoskins y otros (1985) muestran que estos sistemas consisten en centros aislados con valores elevados de vorticidad potencial, advectada de manera cuasi-isoentrópica por la circulación de niveles altos, desde el reservorio polar hacia latitudes más bajas. La figura 2 muestra la distribución de vorticidad potencial en el nivel de 250 hPa para un caso de una baja segregada que se desarrolló en Enero de 2016 frente a las costas de Chile. Allí se aprecia esta característica, donde las altas magnitudes de vorticidad potencial asociadas a la baja segregada citada indican la presencia de aire estratosférico en ese nivel.

En el hemisferio sur diversos estudios (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010; Pinheiro y otros, 2016) encontraron que existe una región preferencial para el desarrollo de bajas segregadas sobre el Océano Pacífico, inmediatamente al oeste de los Andes. Muchos de los sistemas que allí se generan tienen un desplazamiento hacia el este, afectando la región continental y representan una característica relevante del clima del continente (Campetella y otros, 2009; Godoy y otros, 2010).

Bajas Segregadas y la tropopausa:

Una característica importante presente en las bajas segregadas es la modificación de la altura de la tropopausa. Si bien están asociadas con un núcleo de aire frío en la tropósfera, en las cartas de 200 ó 300 hPa se observa en general que estos sistemas presentan un núcleo cálido, producto de la caída de la tropopausa. Esto se asocia a los movimientos de descenso que predominan sobre el eje de vaguada, durante las etapas de profundización del sistema. Si bien por argumentos relacionados a la estabilidad estática los movimientos verticales se amortiguan rápidamente por encima de la tropopausa, estos tienen una profunda influencia en la estratósfera inferior. Debido a la alta estabilidad estática allí, movimientos de descenso débiles pueden generar un calentamiento adiabático importante, dando lugar a un descenso local de la tropopausa (Carlson, 1991).

Por otro lado, el desarrollo de la mayor parte de las bajas segregadas está acompañado por ondulaciones de la tropopausa, llamadas “pliegues”, relacionados con procesos de frontogénesis de altura (Price y Vaughan, 1993). La estructura de uno de estos pliegues puede observarse en la figura 3, que corresponde a un corte vertical a lo largo de la misma baja segregada de la figura 2. En esta figura, el pliegue se aprecia en la región donde el aire de origen estratosférico desciende hasta por debajo del nivel de 500 hPa. Las regiones en las que se producen estos pliegues se caracterizan por fuertes cortantes verticales del viento, y por lo tanto son potenciales áreas de turbulencia en aire claro (Keyser y Shapiro, 1986). La mezcla vertical debido a la turbulencia puede modificar la distribución vertical del calentamiento diabático, de manera que la VP no se conserva. Pueden entonces producirse importantes intrusiones de aire estratosférico hacia la tropósfera en estos casos, dado que las superficies de VP ya no actúan como una barrera al transporte, como ocurre cuando esta cantidad se conserva.

Las intrusiones de aire estratosférico pueden asociarse con el desarrollo de diversos fenómenos atmosféricos, algunos de ellos con riesgos para la población. Rondanelli y otros (2002) hallaron aumentos significativos de la concentración de ozono en superficie en el Cerro Tololo, Chile, relacionados con estas intrusiones en inmediaciones de bajas segregadas. Lin y otros (2012) encuentran también que las intrusiones estratosféricas juegan un papel importante en elevar las concentraciones de ozono superficial por sobre los niveles permitidos por las regulaciones ambientales, en regiones de altura en el oeste de los Estados Unidos. La exposición a altas concentraciones de ozono en períodos cortos de

tiempo está ligada a una reducción de diversos parámetros del funcionamiento pulmonar (Beck y otros, 1999). Se observa también un impacto sobre la incidencia de síntomas respiratorios (incluyendo tos, irritación de garganta y opresión en el pecho), y estudios epidemiológicos indican que las tasas de visitas a guardias de hospitales e ingresos hospitalarios por asma y otras afecciones respiratorias se incrementan durante esos períodos.

Otra posible consecuencia de la caída de la tropopausa en bajas segregadas es el incremento de la inestabilidad potencial debido al descenso de capas de aire seco hacia niveles medios de la atmósfera. Combinado con algún mecanismo de ascenso y disponibilidad de humedad, el desarrollo de convección húmeda profunda es posible. Russel y otros (2009) muestran un caso de una baja segregada sobre Gran Bretaña, en el que una capa de aire seco de origen estratosférico aumenta la inestabilidad potencial y se combina con una línea de convergencia en superficie, dando lugar al desarrollo de tormentas intensas.

Por último, la posibilidad de generación de turbulencia en aire claro, en regiones en dónde se dan procesos de frontogénesis de altura, representa un riesgo para la navegación aérea. En Sudamérica, Rivaben (2015) analizó dos reportes de turbulencia severa en aire claro asociados al avance de un sistema de baja segregada. En ese trabajo se sugiere que la frontogénesis en altura, con el pliegue de la tropopausa asociado, podría ser uno de los mecanismos responsables del fenómeno.

Teniendo en cuenta la alta frecuencia de ocurrencia de bajas segregadas en la región (Fuenzalida y otros, 2005; Campetella y Possia, 2007; Reboita y otros, 2010; Pinheiro y otros, 2016) y los riesgos para la población que las intrusiones de aire estratosférico pueden generar, el presente trabajo busca avanzar hacia la comprensión del comportamiento de la tropopausa, en sistemas de este tipo que afectan el sur de Sudamérica. Para ello se propuso encontrar una primera aproximación de los niveles de presión alcanzados por la tropopausa dinámica en bajas segregadas que se desarrollaron durante el período 1999-2008. A continuación, se detallan los datos utilizados para el análisis y la metodología de detección de la tropopausa dinámica.

2) DATOS Y METODOLOGÍA

Se utilizaron datos del reanálisis ERA-Interim (Dee y otros, 2011) en superficies isobáricas, con un espaciamiento horizontal de un grado de latitud por uno de longitud y 32 niveles verticales desde 1000 hPa hasta 10 hPa. Esta resolución se considera suficiente para representar la evolución general de los sistemas de bajas segregadas, así como la caída de la tropopausa asociada (Cox y otros, 1997).

Se analizaron aquí 81 casos de bajas segregadas que ocurrieron entre los años 1999 y 2008, que se formaron sobre el Océano Pacífico al este de 90°O y entre los 15° y 50° de latitud sur (Figura 4). La elección de esta región se debió a que es una de las regiones preferenciales para el desarrollo de este tipo de sistemas, sumado a que un alto porcentaje (alrededor del 60%) de las bajas segregadas que allí se generan se desplazan hacia el este, afectando la región continental de Sudamérica. En la muestra seleccionada 49 eventos se posicionan sobre el continente en algún momento de su ciclo de vida, mientras que el resto permanece sobre el Océano Pacífico hasta su disipación. Estos casos fueron extraídos de la base de datos de bajas segregadas desarrollada por Godoy (2013), generada a partir de la combinación de un método objetivo y otro subjetivo. El método objetivo involucra un algoritmo para detectar un mínimo de altura geopotencial en 300 hPa, la presencia de un núcleo frío a partir de los espesores de la capa 850/300 hPa, un cambio de dirección del viento al sur del sistema y una duración mínima de 24 hs. En tanto, el método subjetivo implica la identificación de todas las etapas del ciclo de vida de una baja segregada, según el modelo conceptual propuesto por Nieto y otros (2005).

Cálculo de la Tropopausa Dinámica:

La OMM (1986) define la tropopausa dinámica a partir de la superficie de $VP = -1.6$ PVU en el hemisferio sur. Sin embargo, debido a la falta de consenso en la bibliografía (Ivanova, 2013) acerca de la elección de este valor, en el presente trabajo se utilizaron también las superficies de -2 PVU y -3 PVU.

Para encontrar el nivel de presión de la tropopausa en cada caso se desarrolló un algoritmo compuesto por dos criterios que deben cumplirse simultáneamente. Primero, desplazándose desde el nivel de 650 hPa hacia arriba, se busca el primer nivel de presión del reanálisis cuyo valor de VP sea inferior al del umbral utilizado, de manera similar a lo propuesto por Hoinka (1998). Este nivel inferior se tomó por la necesidad de filtrar el efecto de la fricción y los flujos de calor en la capa límite, capaces de generar altos valores de $|VP|$, no

relacionados con aire estratosférico. El nivel encontrado se identifica entonces con la tropopausa dinámica, siempre que se cumpla con el segundo criterio, que requiere que la humedad específica sea menor a 1 g/Kg. Esta segunda restricción permite filtrar máximos aislados de |VP| localizados en la tropósfera, conocidos como anomalías internas de VP. Dichas anomalías pueden presentarse debido a la liberación de calor latente en la tropósfera media en regiones de ascenso y pueden permanecer durante varios días, ocupando una extensión vertical significativa (Morgan y Nielsen-Gammon, 1998). Como las regiones de ascenso en general se asocian con un transporte vertical de humedad, estas regiones de alta |VP| se distinguen claramente de las generadas por un descenso de la tropopausa, relacionadas con aire seco estratosférico, y son filtradas satisfactoriamente por la segunda condición del algoritmo.

La elección del valor umbral de humedad fue hecha con el compromiso de que fuera lo suficientemente alto como para filtrar los máximos de |VP| asociados a procesos convectivos, pero no lo tan bajo como para constituir en sí mismo una definición de la tropopausa.

Para ejemplificar el funcionamiento del algoritmo en presencia de estas anomalías internas de VP, la figura 5 muestra un corte vertical de vorticidad potencial y humedad específica en 36°S para las 06 UTC del 26 de abril de 1999. En esa figura se observa la caída de la tropopausa asociada a una baja segregada presente ese día alrededor de 72°O, y una anomalía interna de VP, centrada en 64°O y abarcando una capa de aproximadamente 300 hPa en la vertical. Esta anomalía no está conectada con el descenso de la tropopausa asociado a la baja segregada, sino que está relacionada a sistemas convectivos que se observaron en las imágenes de satélite en horas previas (no se muestran). Si bien la primera parte del algoritmo ubicaría la tropopausa cerca de los 650 hPa en la región de la anomalía interna, puede verse en la figura 5 como ésta está embebida en un entorno mucho más húmedo que la región de elevada vorticidad potencial alrededor de la baja segregada, quedando por debajo del contorno de 1 g/Kg, con lo que es efectivamente filtrada por el método propuesto. En este caso, la tropopausa se ubica entonces cercana al nivel de 200 hPa.

Por último, como condición adicional, no se tuvieron en cuenta puntos en donde el terreno alcanza alturas mayores a 1500 m, con la finalidad de evitar los efectos de la capa límite mencionados anteriormente.

3) RESULTADOS

Campos Medios de la Tropopausa Dinámica:

El enfoque de este trabajo está orientado al análisis de la tropopausa en sistemas de bajas segregadas que se originan al oeste de Sudamérica. Sin embargo, para poder contextualizar los resultados obtenidos es necesario conocer previamente el comportamiento de la tropopausa en términos medios. Con esta finalidad se calcularon los campos medios estacionales de presión de la tropopausa dinámica en la región, para el período 1999-2008.

Las figuras 6 a 8 muestran los resultados obtenidos para los trimestres correspondientes a las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera, para los tres umbrales utilizados (-1.6 PVU, -2 PVU y -3 PVU). En todos los casos se observa un gradiente latitudinal, con tropopausas más bajas en las regiones polares. Como es esperable, mientras mayor es el valor del umbral de $|VP|$ utilizado para el cálculo de la tropopausa, menor es la presión de la misma y el patrón espacial es similar para los tres umbrales. Además, es posible visualizar cómo la tropopausa sigue el ciclo anual de la temperatura en la tropósfera inferior, por lo que en los meses de mayor insolación la tropopausa se encuentra más alta que en la época invernal.

En invierno (figuras 6c, 7c y 8c) las isobaras presentan un comportamiento mucho más zonal que en el verano (figuras 6a, 7a y 8a). Además, el gradiente meridional de presión es mayor, indicando una pendiente mayor de la tropopausa. Este gradiente meridional se maximiza durante los meses de primavera (figuras 6d, 7d y 8d), en donde el patrón espacial es similar al del invierno, mientras que el otoño (figuras 6b, 7b y 8b) se asemeja más a los meses de verano.

Por otro lado, principalmente en los meses de verano (figuras 6a, 7a y 8a) y otoño (figuras 6b, 7b y 8b), y en menor medida en primavera (figuras 6d, 7d y 8d), se observa una región en donde el gradiente de presión se maximiza localmente, frente a las costas del centro-norte de Chile y en el Noroeste Argentino. Esta característica coincide con el flanco sur de

la Alta Boliviana, por lo que es posible que ésta sea responsable de la curvatura en las isobaras que lleva a este aumento del gradiente de presión.

La Tropopausa Dinámica en Bajas Segregadas:

Teniendo presentes los valores de referencia para la presión de la tropopausa dinámica, el siguiente paso consistió en analizar su comportamiento en los sistemas de bajas segregadas que se desarrollaron en la región de estudio. Para esto se generaron campos de presión de la tropopausa dinámica para cada uno de los casos en la base de datos, desde el inicio de la etapa de segregación hasta su decaimiento, para los tres umbrales de vorticidad potencial. Luego, se buscó la máxima caída de la tropopausa dinámica en un rectángulo definido con respecto al centro del sistema, tomado como el mínimo de geopotencial en el nivel de 300 hPa. Las dimensiones de este rectángulo o “caja” fueron de 10° de longitud (5° hacia el este y oeste del centro) y 15° de latitud (5° hacia el sur y 10° hacia el norte). La asimetría en las dimensiones de la caja se debe a la observación de los campos de presión de la tropopausa dinámica en los primeros casos analizados. Allí se comprobó que en el flanco norte del sistema se presentaba en general la máxima caída, y utilizar una caja cuadrada de 5° de lado implicaba dejar afuera puntos de retícula donde la caída era importante. Por otro lado, observando los campos medios, una extensión hacia el norte de las dimensiones de la caja no llevaría a encontrar tropopausas muy bajas no relacionadas con las bajas segregadas, lo que sí podría ocurrir si se la extendiera hacia el sur, en donde estadísticamente la tropopausa se encuentra a alturas menores. Finalmente, para cada uno de los casos de baja segregada en la base de datos, se retuvo el valor máximo de presión alcanzado por la tropopausa dinámica durante su ciclo de vida. La figura 9 muestra un ejemplo de los campos obtenidos, donde también se graficaron los contornos de altura geopotencial en 300 hPa y el rectángulo en el que se buscó la mayor caída de la tropopausa dinámica para el umbral de -1.6 PVU en ese tiempo.

De los 81 casos en la base de datos de Godoy (2013) en la región de estudio, 14 corresponden a los meses de verano (DEF), 27 al otoño (MAM), 22 al invierno (JJA) y los restantes 18 al trimestre de primavera (SON). El máximo de frecuencias de ocurrencia de bajas segregadas en otoño coincide con lo encontrado por Reboita y otros (2010), para bajas segregadas identificadas en el nivel de 300 hPa. La figura 10 muestra la distribución

de los resultados para los tres umbrales de VP y todas las estaciones del año. En promedio se observa que los meses de invierno y primavera son en los que los sistemas muestran una caída mayor de la tropopausa dinámica. Se alcanzaron presiones máximas medias de 564 hPa, 518 hPa y 443 hPa para los umbrales de -1.6, -2 y -3 PVU en invierno y 567 hPa, 514 hPa y 439 hPa en primavera. Si se considera cada umbral por separado, entre estas dos estaciones la variación del valor medio es menor a 4 hPa. En los meses de otoño estos valores son algo menores (537 hPa, 491 hPa y 332 hPa), mientras que en verano es la estación en donde se observan las mayores diferencias con las demás, con la tropopausa dinámica alcanzando en promedio valores de presión mucho más bajos (421 hPa, 386 hPa y 332 hPa).

Por otro lado, para el umbral de -1.6 PVU se encontraron once casos en los que la tropopausa alcanzó el nivel de 650 hPa (máximo detectable por el algoritmo). Para el umbral de -2 PVU esto ocurrió en tres oportunidades, mientras que para -3 PVU la presión máxima alcanzada fue de 550 hPa en un único caso. Los tres casos en los que la tropopausa dinámica llegaba al nivel de 650 hPa tanto para -1.6 PVU como para -2 PVU fueron analizados mediante cortes verticales (no se muestran). El resultado de este análisis es que en ningún caso la isolínea de -1.6 PVU llega hasta el nivel de 700 hPa, por lo que no es necesario analizar niveles de presión superiores a 650 hPa.

Comparando los campos medios mostrados en las figuras 6 a 8, en los que la tropopausa dinámica se ubica como mínimo por encima del nivel de 300 hPa, con los resultados obtenidos para las bajas segregadas se cuantificó lo anómalo de la caída de la tropopausa en estos sistemas. A modo de ejemplo, en el caso del 06 de marzo de 1999 (figura 9), la tropopausa dinámica, utilizando el umbral de -1.6 PVU, llega hasta los 600 hPa (figura 6 b). Esta figura permite la comparación directa con el promedio estacional, que en esa zona oscila entre los 200 y 225 hPa. Puede entonces verse como la circulación asociada a la baja segregada indujo una anomalía de la tropopausa dinámica de alrededor de 375 hPa.

Localización de la máxima caída de la tropopausa dinámica con respecto al centro del sistema:

Para finalizar, se buscaron los sectores de las bajas segregadas en los que se producen las caídas más importantes de la tropopausa. Para ello se consideró todo el ciclo de vida de cada uno de los sistemas de la base de datos, y se extrajeron los valores de presión de la

tropopausa dinámica en el rectángulo o “caja”, mencionado anteriormente. Luego, para cada baja segregada, durante todo su ciclo de vida, se buscó la posición, relativa al centro del sistema, de los puntos en los que la tropopausa alcanza la máxima presión.

La figura 11 muestra el porcentaje de veces en los que la máxima caída de la tropopausa dinámica se da en cada uno de los puntos de retícula del rectángulo, para los tres umbrales utilizados. En los tres casos se observan resultados similares, con las mayores frecuencias de caídas máximas ubicadas en el sector norte de los sistemas, y desplazadas levemente hacia el oeste. Esto coincide con la presencia de frentes de altura que, de acuerdo a Shapiro (1982) tienden a ubicarse del lado ecuatorial de una onda baroclínica de latitudes medias, en la etapa que llama de “baja cerrada”. Como los frentes de altura tienden a ubicarse del lado ecuatorial de una onda baroclínica, y son consecuencia de las circulaciones ageostróficas transversales, es esperable que el mismo mecanismo actúe en la generación de pliegues de la tropopausa. Las ondulaciones de la tropopausa dinámica en esa zona pueden ser muy pronunciadas, por lo que la ubicación de las máximas frecuencias en la figura 11 se ajusta al modelo conceptual de Shapiro. Se justifica además, a partir de esta figura, la decisión de generar una “caja” asimétrica para buscar la máxima caída de la tropopausa en cada baja, dado que se registraron porcentajes elevados más de 5° de latitud al norte del centro de los sistemas, que podrían haber sido omitidos de utilizar una “caja” cuadrada.

4) CONCLUSIONES

En este trabajo se buscó realizar una estimación de los niveles de presión alcanzados por la tropopausa dinámica en bajas segregadas que se formaron al oeste de los Andes durante el período 1999-2008. Para ello se utilizaron tres diferentes umbrales de vorticidad potencial para la definición de la tropopausa, y para cada uno de ellos se comprobó en promedio la característica extrema de la caída de la tropopausa en estos sistemas, en relación a los campos medios estacionales.

Dependiendo del umbral de vorticidad potencial, los casos que se presentan en los meses de primavera o invierno resultaron ser en promedio en los que la tropopausa dinámica alcanza los niveles más bajos, con poca diferencia entre ellos (menor a 4 hPa). Algo menores son las caídas registradas en los casos de otoño, mientras que los sistemas de verano presentan

las caídas menos profundas. En casos extremos se estimaron caídas de la tropopausa hasta el nivel de 650 hPa para los umbrales de -1.6 PVU y -2 PVU y hasta 550 hPa para el umbral de -3 PVU.

Si bien la estacionalidad de los resultados es similar para los diferentes umbrales, existen diferencias entre los valores obtenidos en cada caso. Para cada estación estas diferencias en las presiones máximas medias de la tropopausa dinámica en bajas segregadas, utilizando el umbral de -1.6 PVU o -3 PVU pueden ser mayores a 100 hPa, y en un caso en particular se observó una diferencia de 300 hPa. Si bien en este estudio no se analizaron regiones de topografía elevada, diferencias de esta magnitud en la determinación de la tropopausa podrían tener relevancia allí. Por ejemplo, determinar las probabilidades de que una intrusión de aire estratosférico alcance la superficie en zonas montañosas pobladas, utilizando la altura de la tropopausa dinámica, podría arrojar distintos resultados, dependiendo del umbral de vorticidad potencial utilizado. Esto invita a pensar que es necesario un análisis más profundo del valor de vorticidad potencial a utilizar en la definición de la tropopausa dinámica, teniendo en cuenta la altura de la topografía, de modo que al momento de identificarla se obtenga información relevante para la evaluación de los riesgos asociados a modificaciones en su altura, pliegues, etc.

Por último, se buscó la posición relativa al centro de cada baja segregada en donde la caída de la tropopausa dinámica fue mayor, encontrando una clara preferencia por el sector norte del sistema, con un leve desplazamiento hacia el oeste, lo que podría estar relacionado con intensificación de frentes de altura por medio de circulaciones ageostróficas transversales, que generan ondulaciones profundas de la tropopausa.

Agradecimientos

Agradecemos a los dos revisores anónimos que contribuyeron a enriquecer este trabajo.

El presente estudio fue financiado con el proyecto UBACyT: 20020120100284.

REFERENCIAS

Beck, J.P., Krzyzanowski, M., Koffi, B., Hjellbrekke, A.-G., Hootsen, H., Millan, M.M., Tombrou, M. & Simpson, D., 1999: Tropospheric Ozone in the European Union “The Consolidated Report”. European Environment Topic Centre on Air Quality. 74 pp.

Bethan, S., Vaughan, G., & Reid, S. J., 1996: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 122, 532, 929-944.

Campetella, C. M., & Possia, N. E., 2007: Upper-level cut-off lows in southern South America. Meteorology and Atmospheric Physics, 96, 1-2, 181-191.

Campetella, C., Godoy, A. A. & Saucedo, M., 2009: Relación entre las bajas segregadas y la precipitación en el sur de Sudamérica. Actas (CD) CONGREGMET X y CLIMET XIII. Buenos Aires, Argentina. Octubre de 2009, 5 pp.

Carlson, T. N., 1991: Mid-latitude weather systems. Harper Collins Academic, 507 pp.

Cox, B. D., Bithell, M., & Gray, L. J., 1997: Modelling of stratospheric intrusions within a mid-latitude synoptic-scale disturbance. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 123, 541, 1377-1403.

Dee, D. P. y coautores, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 137, 656, 553-597.

Fuenzalida, H. A., Sánchez, R., & Garreaud, R. D., 2005: A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110, D18.

Godoy, A. A., Robledo, F. & Campetella, C., 2010: “Cut off lows and its relations with extreme precipitation events over southern South America”. Meeting of the Americas, Foz do Iguacu, Brasil, 8 al 12 de agosto de 2010.

Godoy, A.A., 2013: Procesos dinámicos asociados a las bajas segregadas en el sur de Sudamérica. Tesis de doctorado.

Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the global tropopause pressure. *Monthly Weather Review*, 126, 12, 3303-3325.

Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorology. International geophysics series, San Diego, New York, 511 pp.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., & Robertson, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 470, 877-946.

Ivanova, A. R., 2013: The tropopause: Variety of definitions and modern approaches to identification. *Russian Meteorology and Hydrology*, 38, 12, 808-817.

Keyser, D., & Shapiro, M. A., 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Monthly Weather Review*, 114, 2, 452-499.

Lin, M., Fiore, A. M., Cooper, O. R., Horowitz, L. W., Langford, A. O., Levy, H., Johnson, B. J., Naik, V., Oltmans, S. J. & Senff, C. J., 2012: Springtime high surface ozone events over the western United States: Quantifying the role of stratospheric intrusions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, D21.

Morgan, M. C., & Nielsen-Gammon, J. W., 1998: Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. *Monthly weather review*, 126, 10, 2555-2579.

Nieto, R., Gimeno, L., de La Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., García-Herrera, R., García, J. A., Nuñez, M., Redaño, A., & Lorente, J., 2005: Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. *Journal of climate*, 18, 16, 3085-3103.

Organización Meteorológica Mundial, 1957: Definition of the tropopause. *WMO Bull.*, 6, 136.

Organización Meteorológica Mundial, 1986: Atmospheric Ozone 1985, Techn. Rep. No. 16 (WMO, Geneva, 1986).

Palmén, E., & Newton, C. W., 1969: Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation (Vol. 603). New York: Academic press, 603 pp.

Pinheiro, H. R., Hodges, K. I., Gan, M. A., & Ferreira, N. J., 2016: A new perspective of the climatological features of upper-level cut-off lows in the Southern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 1-19.

Price, J.D. & Vaughan, G., 1993: The potential for stratosphere-troposphere exchange in cut-off-low systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 343-365.

Reboita, M. S., Nieto, R., Gimeno, L., Da Rocha, R. P., Ambrizzi, T., Garreaud, R., & Krüger, L. F., 2010: Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115, D17.

Reed, R. J., & Sanders, F., 1953: An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field. *Journal of Meteorology*, 10, 5, 338-349.

Reiter, E. R., 1975: Stratospheric-tropospheric exchange processes. *Reviews of Geophysics*, 13, 4, 459-474.

Rivaben, N., 2015: Estudio preliminar de índices de turbulencia en aire claro en el sur de Sudamérica: Análisis de dos casos y validación. Tesis de Licenciatura.

Rondanelli, R., Gallardo, L., & Garreaud, R. D., 2002: Rapid changes in ozone mixing ratios at Cerro Tololo (30° 10' S, 70° 48' W, 2200 m) in connection with cutoff lows and deep troughs. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, D23.

Rossby, C. G., 1936. Dynamics of steady ocean currents in the light of experimental fluid mechanics. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, 5, 1-43

Russell, A., Vaughan, G., Norton, E. G., Ricketts, H., Morcrette, C. J., Hewison, T. J., Browning, K. A. & Blyth, A. M., 2009: Convection forced by a descending dry layer and low-level moist convergence. *Tellus A*, 61, 2, 250-263.

Shapiro, M. A., 1982 Mesoscale weather systems of the central United States. Cooperative Institute for Research in environmental Sciences (CIRES), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), University of Colorado, 78 pp.

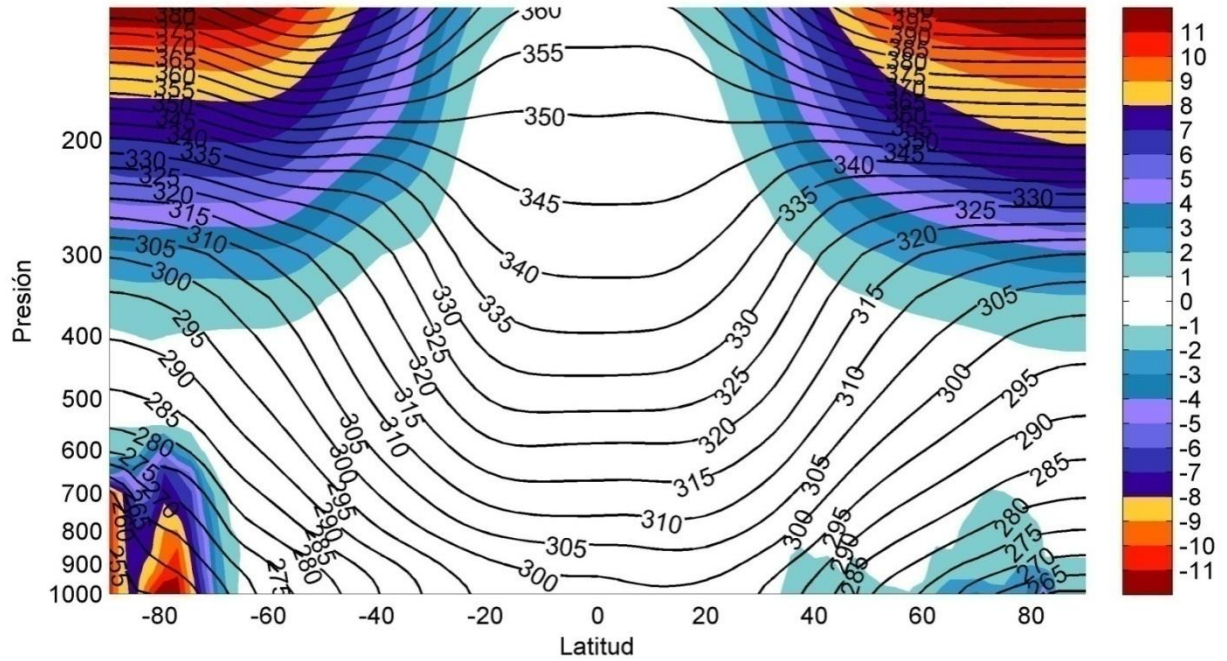


Figura 1. Corte vertical del promedio zonal de vorticidad potencial (PVU, sombreado) y temperatura potencial (K, contornos) para el período 1999-2008. Se graficó sólo vorticidad potencial ciclónica en cada hemisferio (positiva en el HN y negativa en el HS).

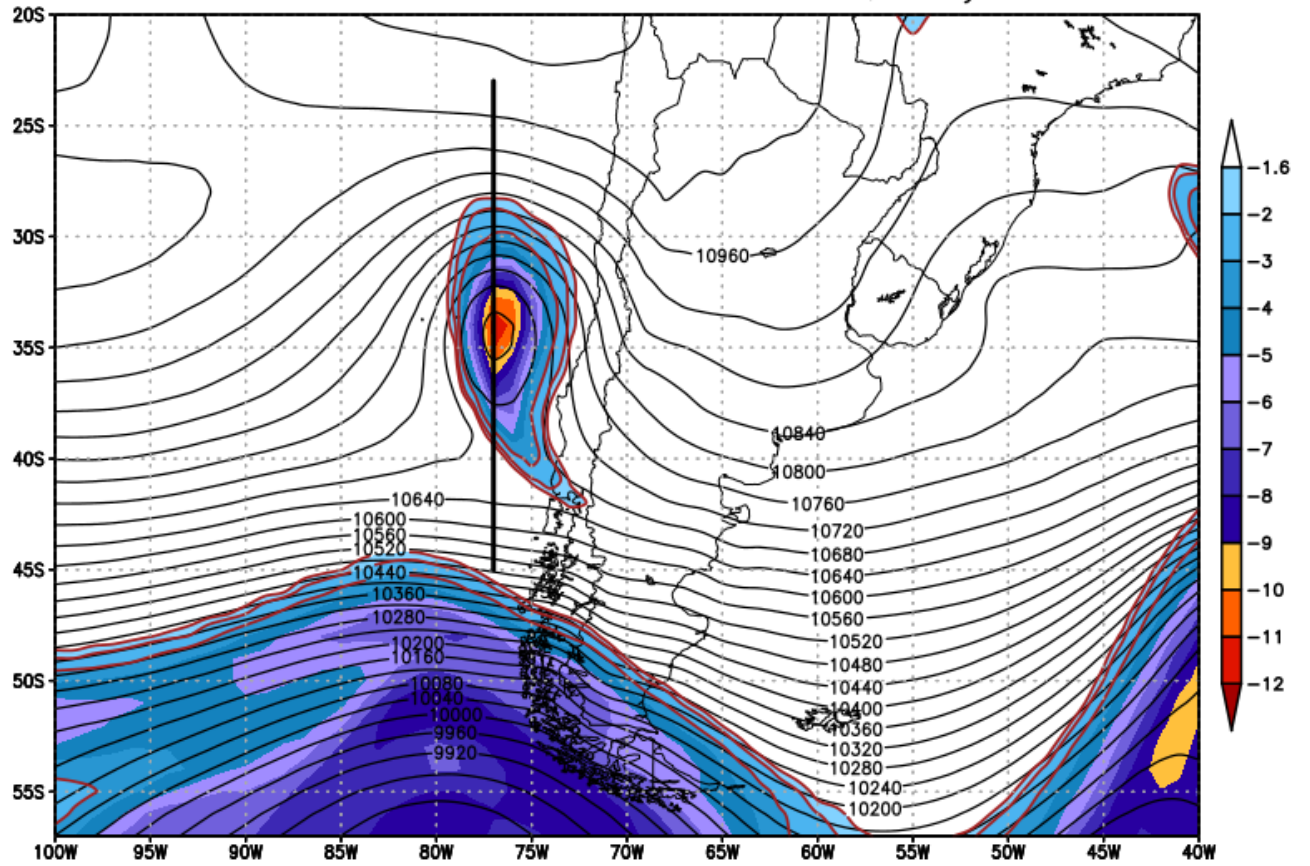


Figura 2. Distribución de altura geopotencial (contornos, mgp) y vorticidad potencial (sombreado, PVU) en 250 hPa, correspondientes a un caso de una baja segregada el 24 de enero de 2016 a las 00 UTC. En rojo los contornos de -1.6, -2 y -3 PVU. En línea negra gruesa se indica la posición del corte vertical mostrado en la figura 3.

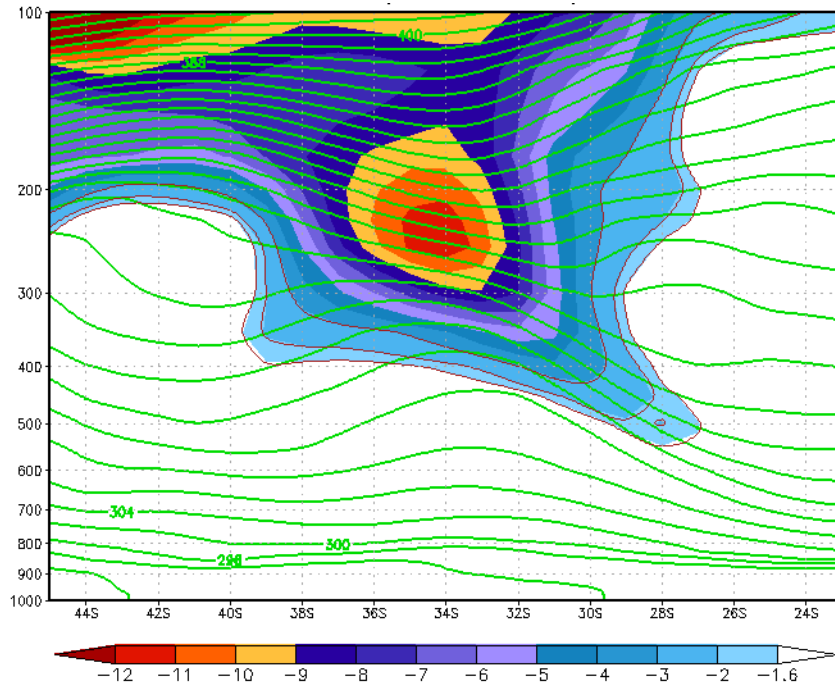


Figura 3. Corte vertical en 77° O de temperatura potencial (contornos verdes, K) y vorticidad potencial (sombreado, PVU) a lo largo del segmento marcado en la figura 2. En rojo los contornos de -1.6, -2 y -3 PVU.

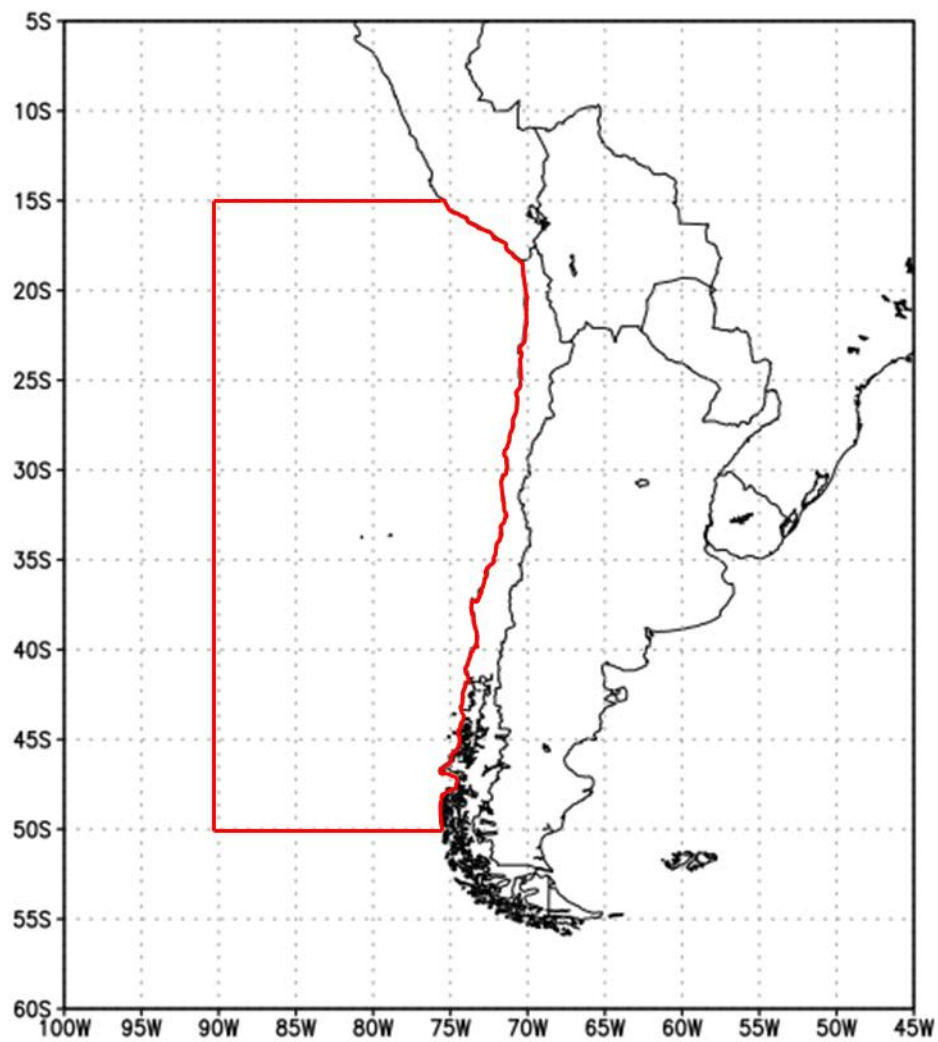


Figura 4. Región del Océano Pacífico en la que se iniciaron las bajas segregadas estudiadas.

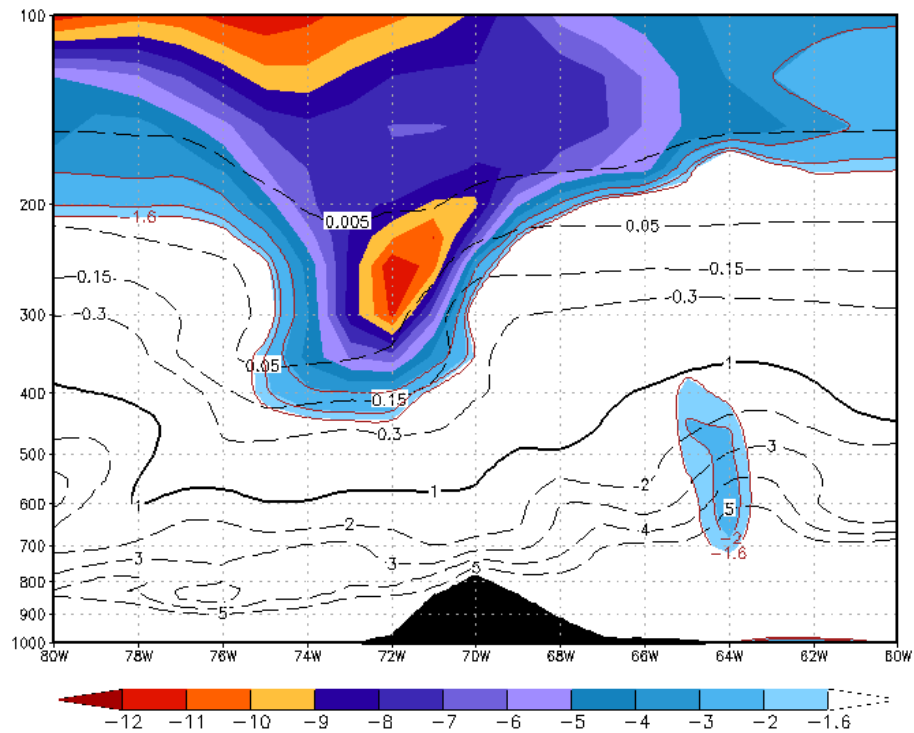


Figura 5. Corte vertical este-oeste (36°S) de vorticidad potencial (sombreado, PVU) y humedad específica (contornos discontinuos, g/Kg), a las 06 UTC del 26 de abril de 1999. Se aprecia el descenso de la tropopausa dinámica asociado a una baja segregada y una anomalía interna de vorticidad potencial. El contorno de 1g/Kg utilizado en el algoritmo de detección se encuentra resaltado con una línea negra llena.

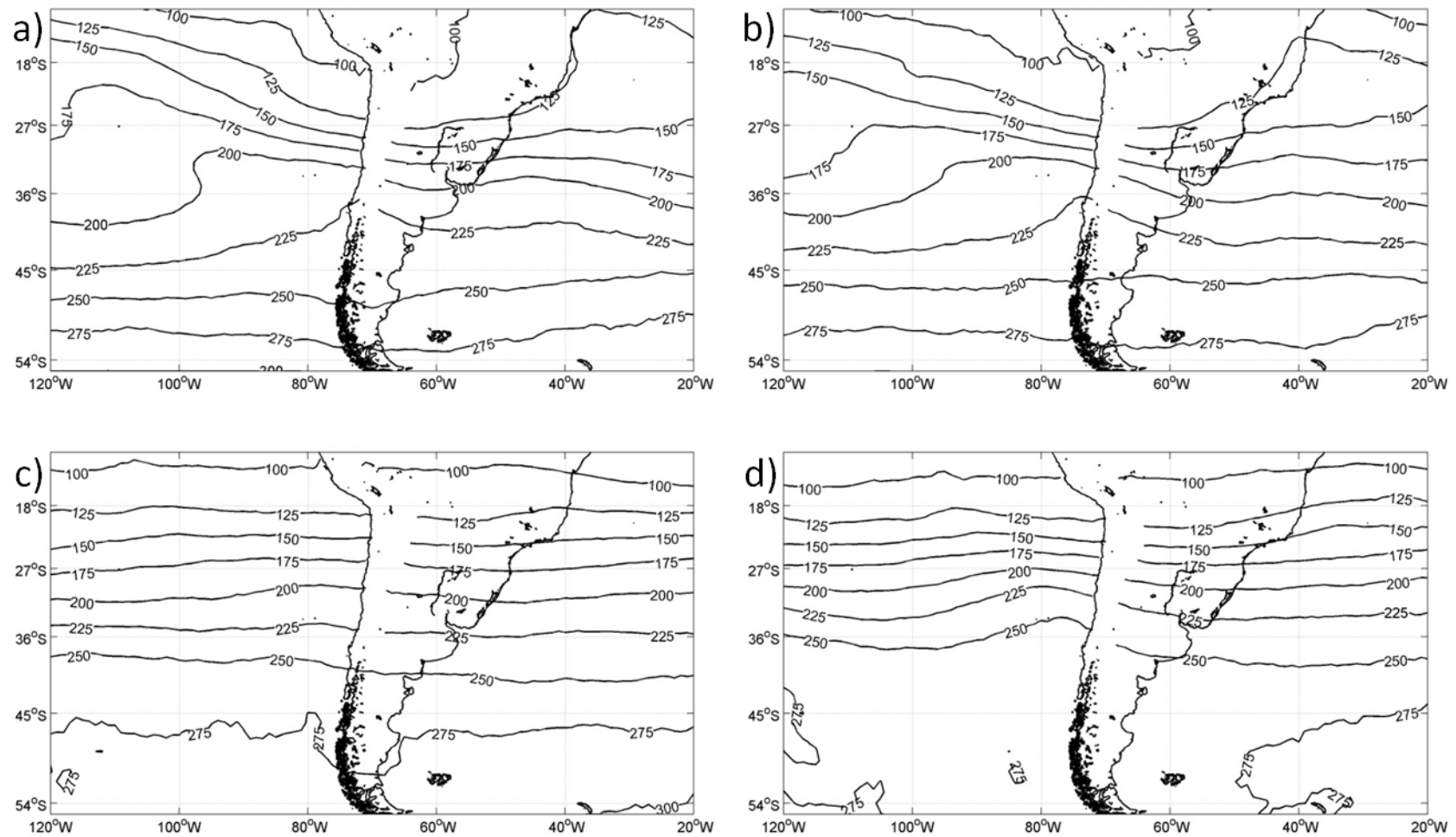


Figura 6. Presión media de la tropopausa dinámica utilizando el umbral de -1.6 PVU para los meses de a) Diciembre-Enero-Febrero, b) Marzo-Abril-Mayo, c) Junio-Julio-Agosto y d) Septiembre-Octubre-Noviembre, en el período 1999-2008. Las isobaras no se grafican en zonas con topografía superior a 1500 m.

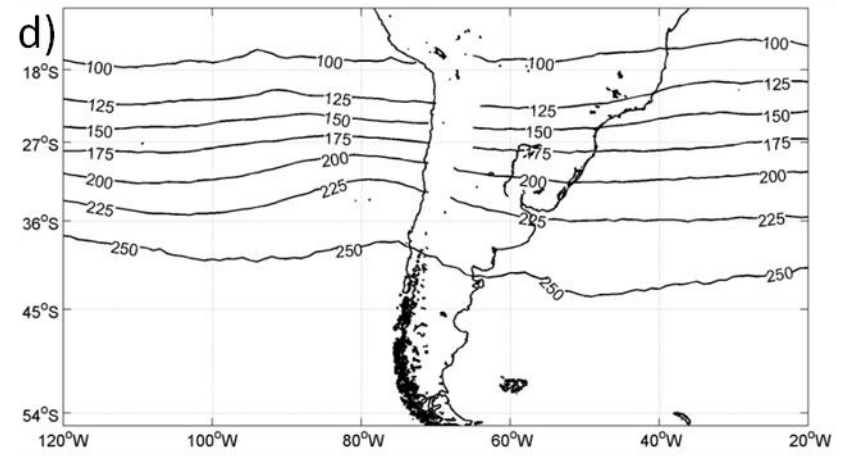
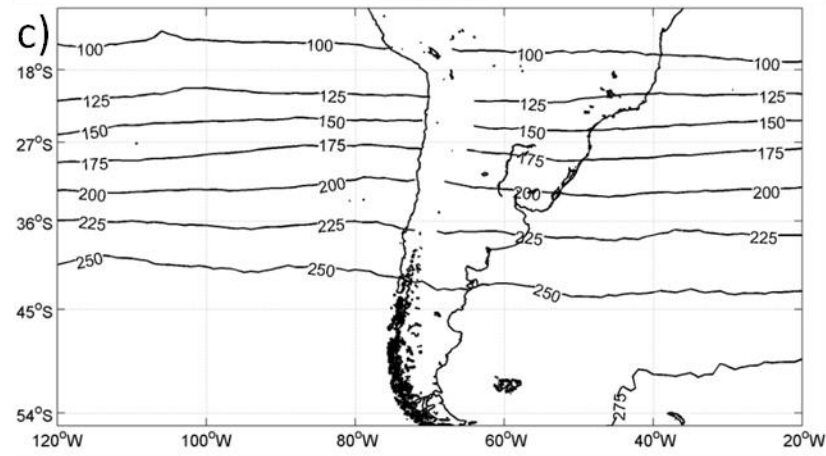
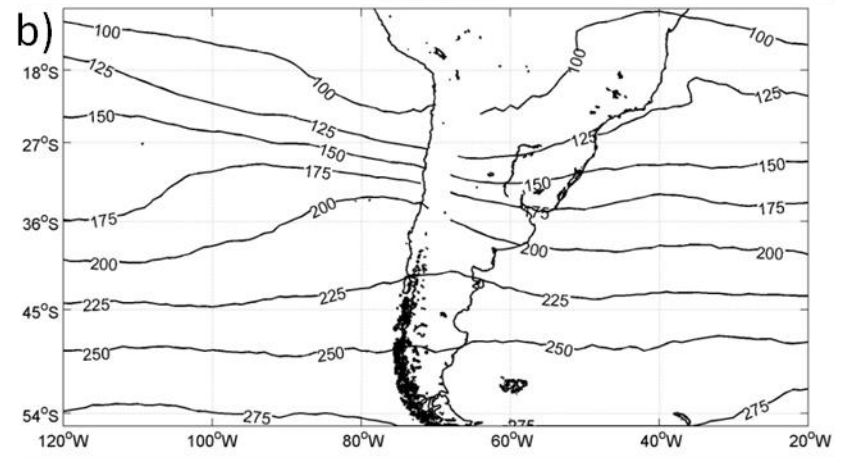
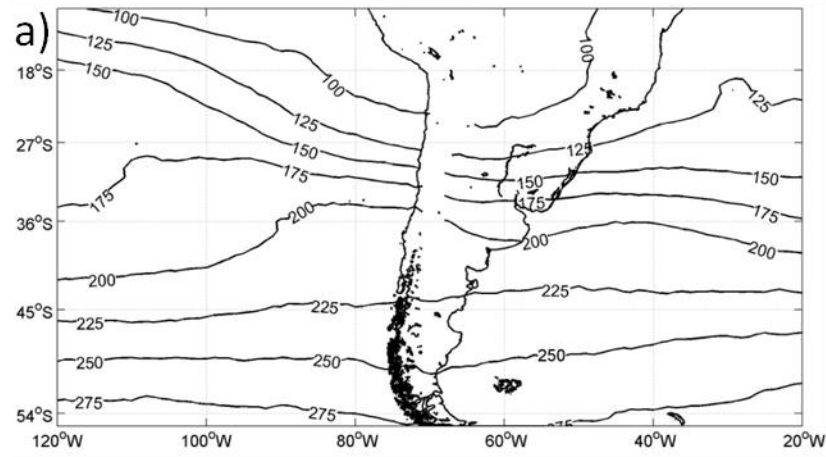


Figura 7. Ídem figura 6 para el umbral de -2 PVU.

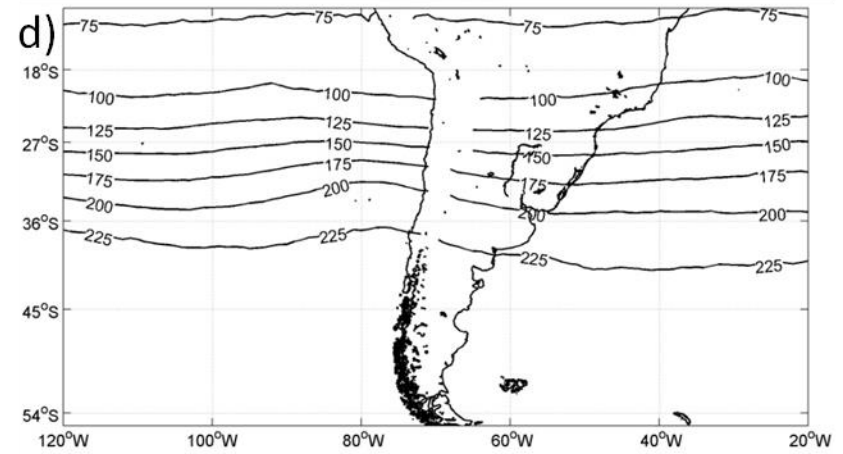
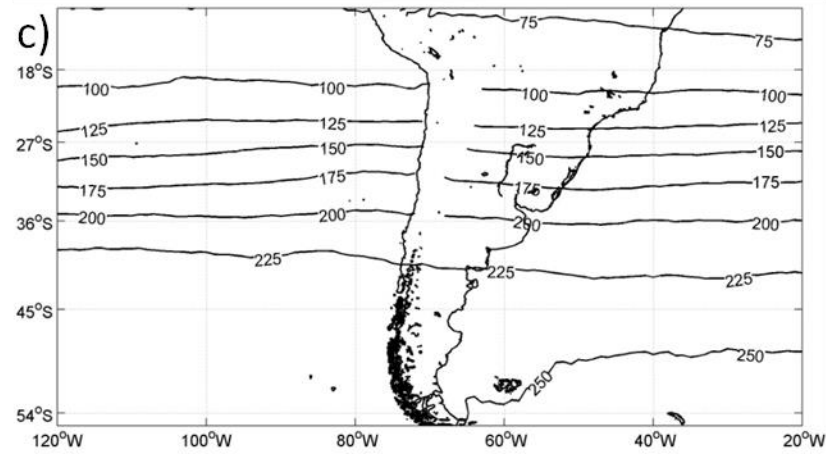
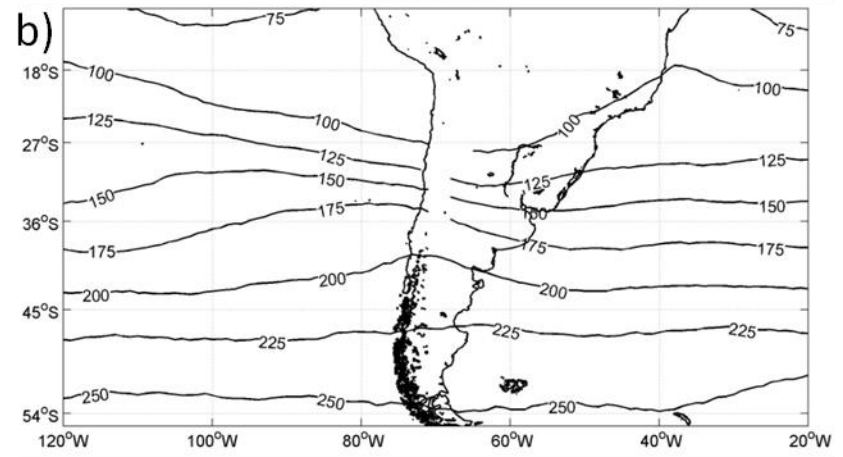
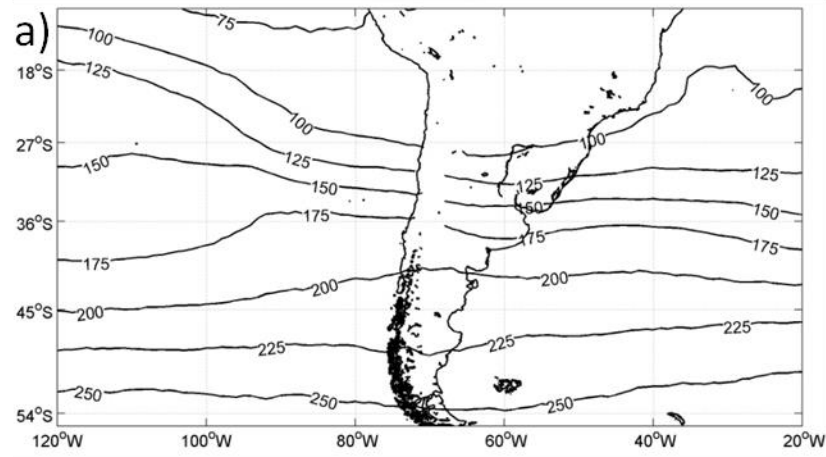


Figura 8. Ídem figura 6 para el umbral de -3 PVU.

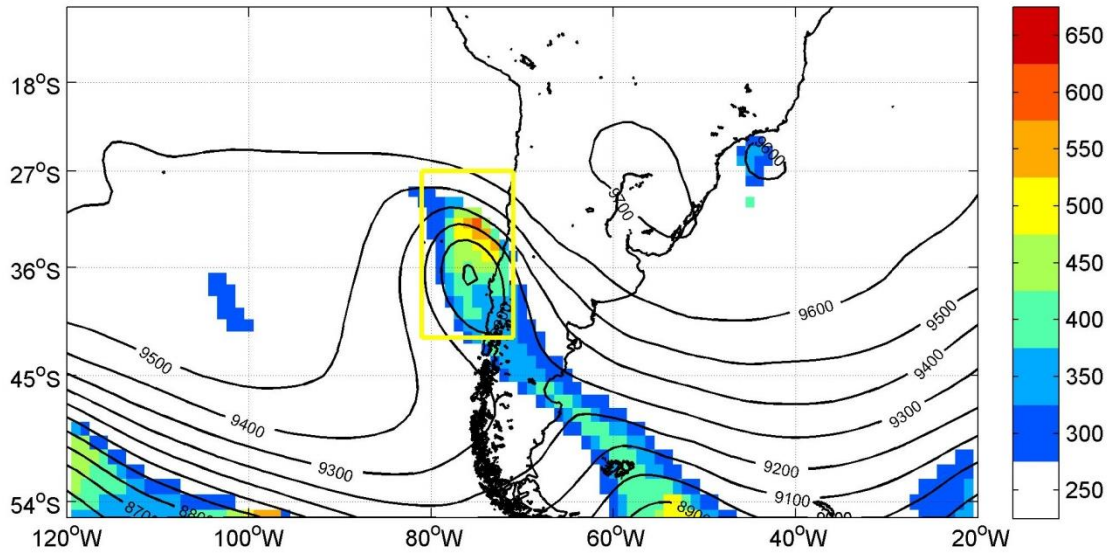


Figura 9. Presión de la tropopausa dinámica para el umbral de -1.6 PVU (sombreado, hPa) y altura geopotencial en 300 hPa (contornos, cada 100 mgp). El rectángulo amarillo indica la región en dónde se buscó la máxima caída de la tropopausa asociada a este caso de baja segregada, en este tiempo particular (06 de marzo de 1999, 18 UTC).

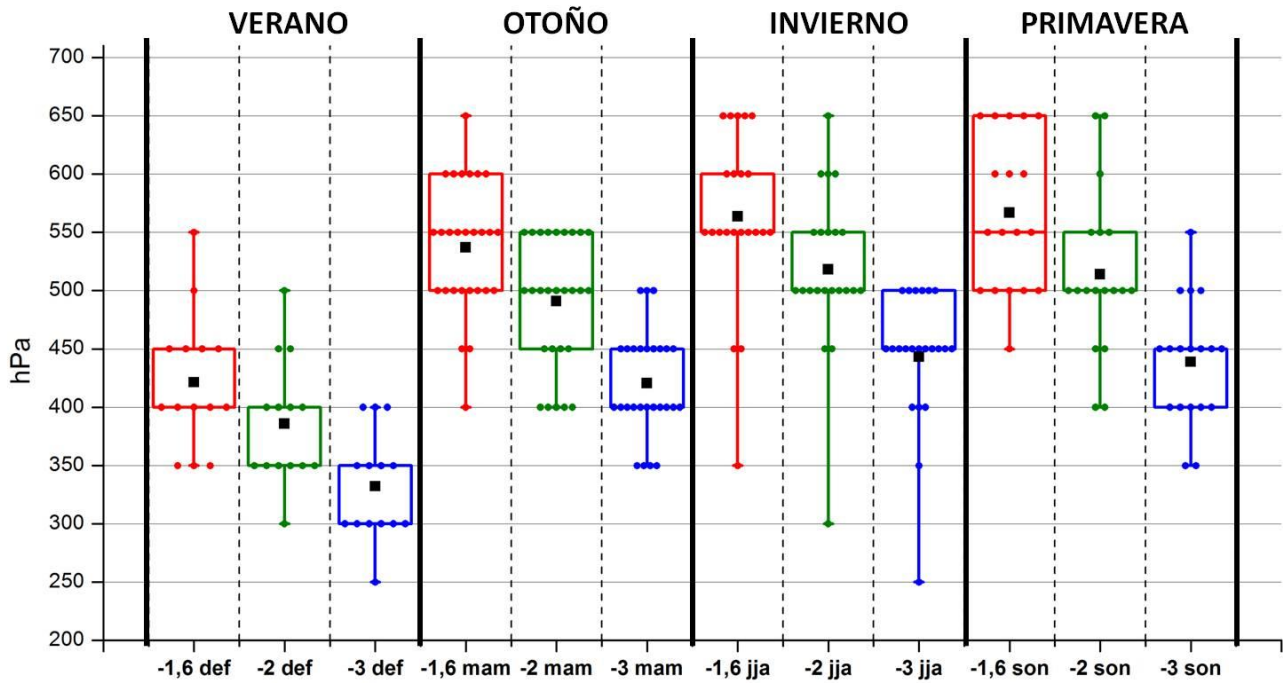


Figura 10. Diagrama de cajas con la presión máxima de la tropopausa dinámica en las bajas segregadas estudiadas, para cada estación del año. Rojo: resultados para el umbral de -1.6 PVU, verde: -2 PVU y azul: -3 PVU. En cuadrados negros se indica el valor medio, y en círculos el valor máximo de presión para cada caso en la base de datos.

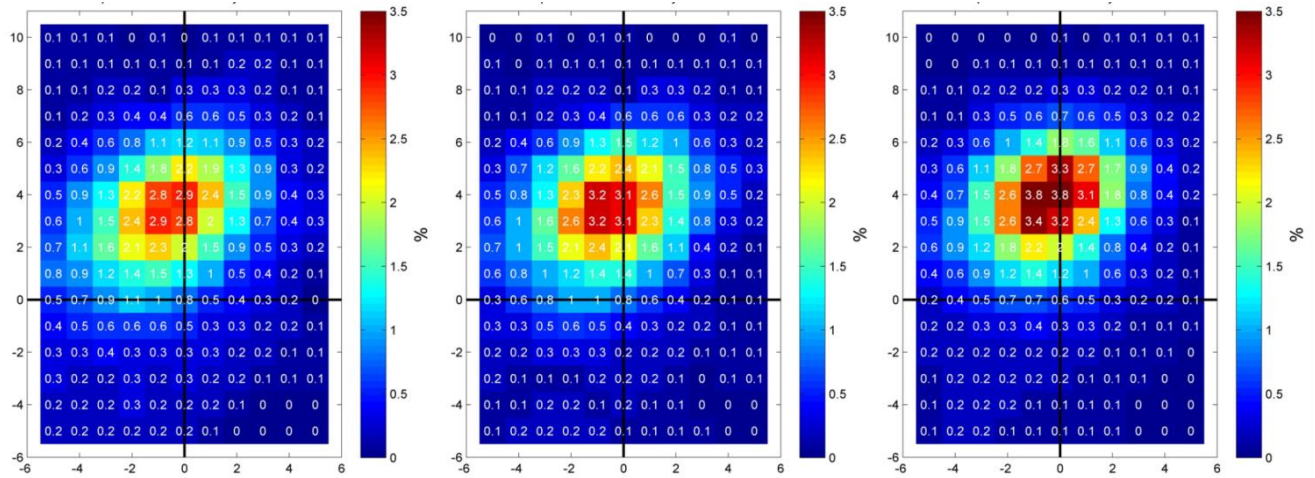


Figura 11. Posición de la máxima caída de la tropopausa dinámica con respecto al centro de la baja en 300 hPa (cruz negra). Porcentaje de veces en los que se presenta la máxima caída en cada punto de retícula para los umbrales de -1.6 PVU (izquierda), -2 PVU (centro) y -3 PVU (derecha).