

VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL EN LA ACTIVIDAD DE ONDA ASOCIADA A EPISODIOS DEL VÓRTICE POLAR BOREAL

Adelaida Díaz Durán, Encarna Serrano Mendoza⁽¹⁾

⁽¹⁾ Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, eserrano@ucm.es

INTRODUCCIÓN

El acoplamiento troposfera-estratosfera constituye un aspecto crucial en el clima, por lo que la mejora en su comprensión sigue siendo de sumo interés en la comunidad científica. La conexión entre estas dos capas atmosféricas adyacentes se conoce desde la década de 1960's, a partir de varios estudios que mostraron la influencia troposférica en la estratosfera por la propagación ascendente de ondas troposféricas que perturban la circulación media estratosférica (Charney y Drazin, 1961; Matsuno, 1970). Más tarde, algunos autores han aportado evidencias del papel de la estratosfera en las condiciones atmosféricas en superficie, cuando fuertes anomalías estratosféricas se propagan hacia abajo alcanzando niveles troposféricos en escalas de semanas a meses (p.ej., Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001). Esta influencia estratosférica en la troposfera junto con el mayor tiempo de respuesta de la primera frente al de la segunda, aporta a la estratosfera un potencial carácter predictivo a medio plazo del tiempo atmosférico en superficie (Baldwin et al., 2003; Jung y Barkmeijer, 2006; etc...).

La circulación estratosférica presenta variabilidad intraanual, ya que se alternan vientos del oeste y del este a lo largo del año, siendo fundamentalmente una circulación ciclónica (vientos del oeste) en el hemisferio invernal con máxima intensidad en latitudes altas. Por ello, esta estructura atmosférica se conoce como vórtice polar estratosférico (VPE), actuando de barrera entre las masas de aire polar y de latitudes inferiores. La formación del VPE es el resultado combinado del gradiente meridional térmico y la rotación terrestre, alcanzando su máxima intensidad en la mitad del invierno, cuando el gradiente térmico desde el polo hacia el Ecuador es más fuerte. A pesar de la estrecha relación entre gradiente meridional térmico y circulación estratosférica, la distribución de temperatura y viento en el hemisferio invernal no coincide con la esperada sólo por el balance radiativo. Esto se debe a que en la circulación estratosférica intervienen también fenómenos dinámicos, principalmente por efecto de ondas troposféricas. Esto conlleva a que el VPE presente una cierta variabilidad también en el mismo invierno, pudiendo ocurrir ocasionalmente intensificaciones y debilitamientos del vórtice en escalas de tiempo cortas (estos últimos episodios

extremos asociados con los llamados "calentamientos estratosféricos súbitos"). Los eventos de VPE fuerte, caracterizados por una intensificación en el viento zonal y un enfriamiento anómalo en latitudes polares (Limpasuvan et al., 2005), ocurren como consecuencia de restablecer el equilibrio radiativo debido al flujo de calor entre latitudes. Sin embargo, los eventos de VPE débil determinados por una disminución de la velocidad del viento zonal y un calentamiento anómalo en la estratosfera polar, son causados por una mayor propagación de ondas troposféricas que interactúan con el flujo medio estratosférico. Actualmente, los modelos climáticos estándares reproducen difícilmente los episodios extremos del VPE debido a que aún existen muchas incertidumbres sobre los procesos dinámicos involucrados.

En el presente trabajo se analiza la propagación vertical de las ondas troposféricas que precede a la ocurrencia de eventos extremos del VPE en el invierno boreal, diferenciando que estos episodios ocurran a principios, a mediados o finales del invierno. En particular, considerando por separado los periodos Octubre-Noviembre-Diciembre (OND), Enero-Febrero (EF) y Marzo-Abril (MA). Para llevar a cabo este estudio, se han obtenido perfiles medios presión-latitud empleando el flujo de Eliassen-Palm (EP) como medida de la actividad de ondas troposféricas y su divergencia (divEP) como medida del forzamiento de las ondas al flujo medio estratosférico (Andrews et al., 1987).

DATOS Y ANÁLISIS

El estudio se realiza para el invierno extendido desde Octubre hasta Abril inclusive, desde 1979 a 2011, es decir, 32 años. Se han utilizado valores medios diarios calculados de datos a las 00, 06, 12 y 18 UTC de las tres componentes del viento y de la temperatura en 37 niveles de presión desde 1000 hPa hasta 1 hPa (con 14 niveles por encima de 200 hPa). Los datos corresponden al reanálisis ERA-Interim y han sido extraídos del portal http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_full_moda/. El dominio espacial de los datos ha sido el hemisferio norte y región tropical (20°S-90°N-180°O-180°E), con una resolución horizontal de 1.5°x 1.5°.

La propagación vertical de las ondas troposféricas se visualiza en secciones verticales presión-latitud del flujo EP, representado como un vector $F = (0, F_\varphi, F_z)$ y calculado a escala diaria mediante la ecuación (1)

$$\vec{F} = (F_\varphi, F_z) = a \cos \varphi e^{-\frac{z}{H}} \left([-u^* v^*], \frac{f[v^* \theta^*]}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} \right) \quad (1)$$

donde a representa el radio terrestre, φ la latitud, f el parámetro de Coriolis, p el nivel de presión, θ la temperatura potencial, (u, v) la componente zonal y meridional del viento respectivamente y z es una coordenada de presión logarítmica con altura de escala H , tal que $z = -H \ln \left(\frac{p}{1000} \right)$. Los corchetes representan promedios zonales, mientras que los asteriscos indican las perturbaciones o desviaciones respecto al promedio zonal, de modo que $[v^* \theta^*]$ indica el flujo *eddy* meridional de calor y $[u^* v^*]$ el flujo *eddy* meridional de momento. Por tanto, la componente horizontal F_φ del flujo EP cuantifica el transporte *eddy* meridional de momento y la componente vertical F_z es proporcional al transporte *eddy* meridional de calor debido, en ambos casos, a la propagación de las ondas (Edmon et al., 1980).

La contribución de las ondas planetarias troposféricas a la aceleración o deceleración del flujo medio estratosférico viene dada por la divergencia del flujo EP: cuando divEP es positiva, las ondas aceleran el flujo medio estratosférico y ocurre lo contrario, es decir, el flujo medio se desacelera si ocurre convergencia (divEP negativa). Como consecuencia del grado de esta actividad de ondas troposféricas en la atmósfera, pueden ocurrir eventos de VPE intenso y eventos de VPE debilitado. La divergencia del flujo EP ha sido calculada a partir de la ecuación (2).

$$\nabla \cdot \vec{F} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F_\varphi \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial z} (F_z) \quad (2)$$

Los casos extremos de VPE se han identificado a partir de los valores diarios en el invierno extendido del viento zonal en promedio zonal en 60°N en 10 hPa ($[u_{10}]_{60\text{N}}$), tal que se ha tomado como inicio del evento VPE débil (VD) el día en que $[u_{10}]_{60\text{N}} < P_{15}$ y de VPE fuerte (VF) cuando $[u_{10}]_{60\text{N}} > P_{85}$, siendo P_{15} y P_{85} los correspondientes percentiles diarios 15 y 85 (Figura 1). Para su selección como evento extremo, se ha incluido un requisito de persistencia, en particular, que tengan duración mínima de 10 días. Con este criterio se han identificado 33 casos de VD (15 en OND, 9 en EF y 9 en MA) y 32 casos de VF (17 en OND, 11 en EF y 4 en MA), con los que se han elaborado compuestos de anomalías diarias del flujo EP y de divEP durante la semana previa a la ocurrencia del evento.

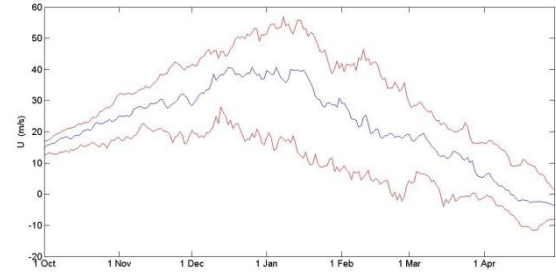


Fig 1. Valores diarios de los percentiles P_{50} (línea azul), P_{85} y P_{15} (líneas rojas superior e inferior, respectivamente) del promedio zonal del viento zonal ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en 10 hPa y 60°N , a lo largo del invierno extendido ONDEFMA, calculados considerando el periodo 1979-2012.

Entre los 9 casos de VD que se registraron en el invierno central (EF), 8 casos corresponden a “major stratospheric warmings” (MSW), caracterizados por una inversión del gradiente meridional de temperatura en latitudes altas y un cambio en el sentido del viento zonal (es decir, pasando a ser vientos del este durante la duración del MSW) (Andrews et al., 1987). De acuerdo con el criterio habitualmente aplicado en la literatura, en este estudio se ha identificado un MSW cuando en el nivel estratosférico 10 hPa el gradiente térmico meridional cambia desde 60°N hacia el polo y $[u_{10}]_{60\text{N}}$ es negativo (Ayarzagüena et al., 2011). Por tanto, los MSWs ocurren bajo condiciones muy extremas de VPE débil. Atendiendo a su definición, el día inicial del MSW se ha fijado como aquel calentamiento estratosférico en el que el viento zonal $[u_{10}]_{60\text{N}}$ se hace negativo, es decir, vientos del este.

Con objeto de aportar significación estadística a los resultados obtenidos, se ha empleado un test bilateral t-Student considerando un nivel de confianza del 95%.

RESULTADOS

Como paso previo al análisis de las anomalías del flujo EP y de divEP asociadas a cambios en la intensidad del VPE, se han elaborado los perfiles verticales presión-latitud de sus climatologías en el invierno boreal extendido (Fig.2) y en los tres subperiodos invernales Octubre-Noviembre-Diciembre, Enero-Febrero y Marzo-Abril (Fig. 3). Aunque las climatologías para los tres subperiodos presentan características comunes a la climatología para el invierno extendido, también se observan diferencias entre ellos.

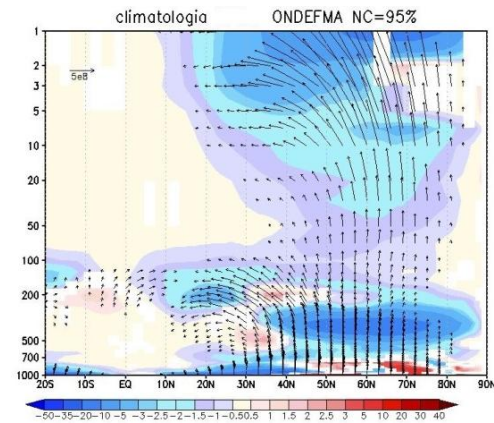


Fig.2. Climatología del flujo EP y su divergencia en el invierno extendido (ONDEFMA, 1979-2011). El flujo EP se representa en forma de vector, con una escala de $5 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$. Sólo se muestran, con sombreado coloreado, los valores de divergencia del flujo EP ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{día}^{-1}$) con significación estadística (NC=95%, test bilateral t-Student).

En la climatología del flujo EP mostrada en la Figura 2 pueden observarse dos ramas ascendentes desde la superficie. Una de ellas se extiende desde la baja troposfera extratropical y alcanza la media y alta estratosfera, donde está dominando la componente vertical del flujo EP y por tanto el transporte *eddy* meridional de calor. La otra rama ascendente del flujo EP parte del subtropical y se desvía hacia el Ecuador en la alta troposfera, donde domina la componente meridional del flujo EP y por tanto el transporte *eddy* meridional de momento. Además, se observan dos zonas importantes de convergencia de ondas troposféricas en latitudes extratropicales: una en la troposfera alta y otra más extensa en la media-alta estratosfera.

Sin embargo, se observan ciertas diferencias entre los tres sub-periodos que evidencian una variabilidad intraestacional invernal en el comportamiento climatológico de la propagación de las ondas troposféricas que afectan a la circulación estratosférica (Figura 3).

Entre otras diferencias, la actividad de ondas en la estratosfera media subpolar es notablemente más intensa a mediados del invierno (EF), con una zona de convergencia más amplia e intensa, que además se extiende hasta la alta estratosfera. Asimismo, sólo en los meses de EF se identifica claramente en la alta troposfera tropical una zona de divergencia en $\sim 10^\circ\text{S}$ que contribuye a la convergencia en el subtropical del hemisferio norte. Por el contrario, a primeros y finales del invierno, la máxima convergencia de las ondas troposféricas se limita a la estratosfera media subpolar. En definitiva, el perfil vertical del flujo EP y su divergencia correspondiente a toda la estación invernal (Figura 2) está notablemente dominado por la contribución de los meses centrales, de modo que la actividad de

ondas troposféricas típica en el resto de los meses invernales no se refleja adecuadamente en la climatología del invierno extendido mostrada en la Figura 2.

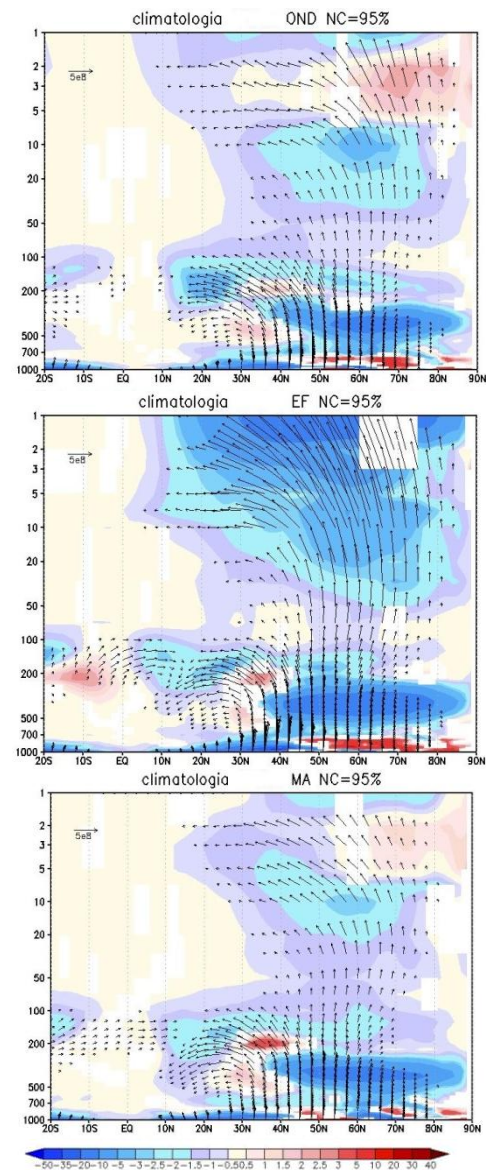


Fig.3. Climatología del flujo EP y su divergencia para el invierno temprano (OND), central (EF) y final (MA) en el periodo 1979-2011. El flujo EP se representa en forma de vector, con una escala de $5 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$. Sólo se muestran, con sombreado coloreado, los valores de divergencia del flujo EP ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{día}^{-1}$) con significación estadística (NC=95%, test bilateral t-Student).

Al analizar la actividad anómala de ondas troposféricas durante la semana previa a la ocurrencia de episodios de VPE fuerte (Figura 4), es evidente su debilitamiento sobre latitudes medias-altas (el flujo EP anómalo tiene sentido descendente) en los tres sub-periodos, siendo menos acusado en los primeros meses invernales. Asimismo, días antes de un vórtice fuerte, se detecta en promedio anomalías positivas estadísticamente significativas de divEP en ciertas zonas de la estratosfera media

extratropical, indicando con ello una menor interacción entre las ondas troposféricas y el flujo medio estratosférico, y cuya extensión varía según el sub-periodo invernal. Es importante tener en cuenta que el reducido número de casos que contribuyen en los valores medios mostrados en los compuestos de cada tipo de evento extremo en cada subperiodo invernal dificulta obtener significación estadística. Aún así se puede observar diferencias en las anomalías de divEP a lo largo del invierno.

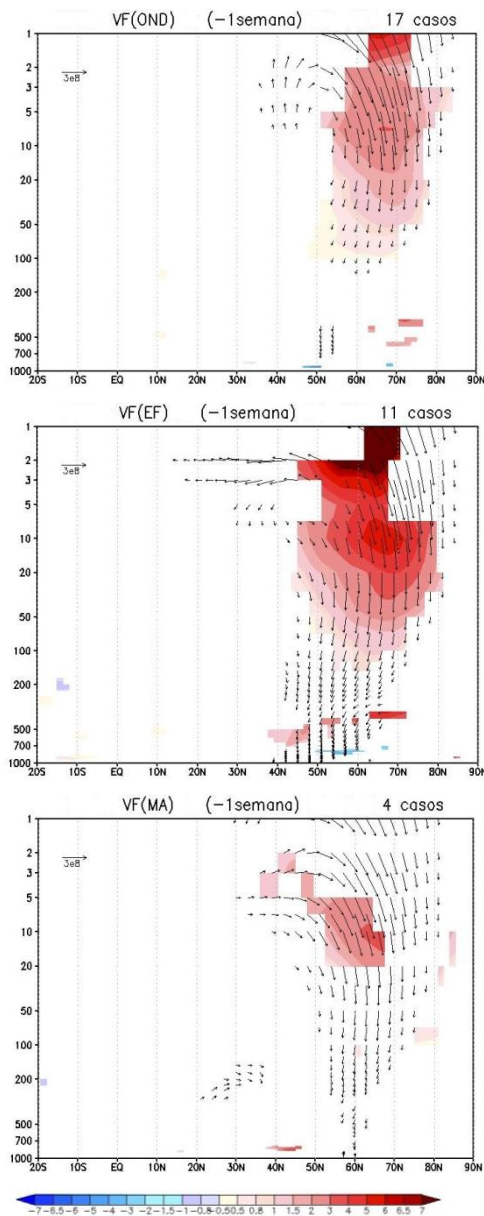


Fig.4. Compuestos presión-latitud de anomalías del flujo EP y de su divergencia durante la semana previa a un régimen de VPE fuerte identificado en el invierno temprano (OND), central (EF) y final (MA). El flujo EP se representa en forma de vector, con una escala de $3 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$. Sólo se muestran los valores de divergencia del flujo EP (sombreado coloreado, $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{día}^{-1}$) con significación estadística (NC=95%, test bilateral t-Student).

Dada la orientación, prácticamente vertical, del flujo EP, el restablecimiento del equilibrio radiativo entre latitudes a través del transporte *eddy* meridional de calor sería el factor causante de la ocurrencia de VPE fuerte. En promedio, los episodios de vórtice fuerte observados en EF son los que presentan un menor forzamiento de las ondas en el flujo medio estratosférico (anomalías positivas de divEP mayores), con una mayor región atmosférica (troposfera incluida) en la que la actividad de ondas es menor.

En el caso de episodios de VPE débil, el signo de las anomalías del flujo EP y su divergencia durante la semana previa a su ocurrencia es contrario al de los episodios de VPE fuerte (Figura 5).

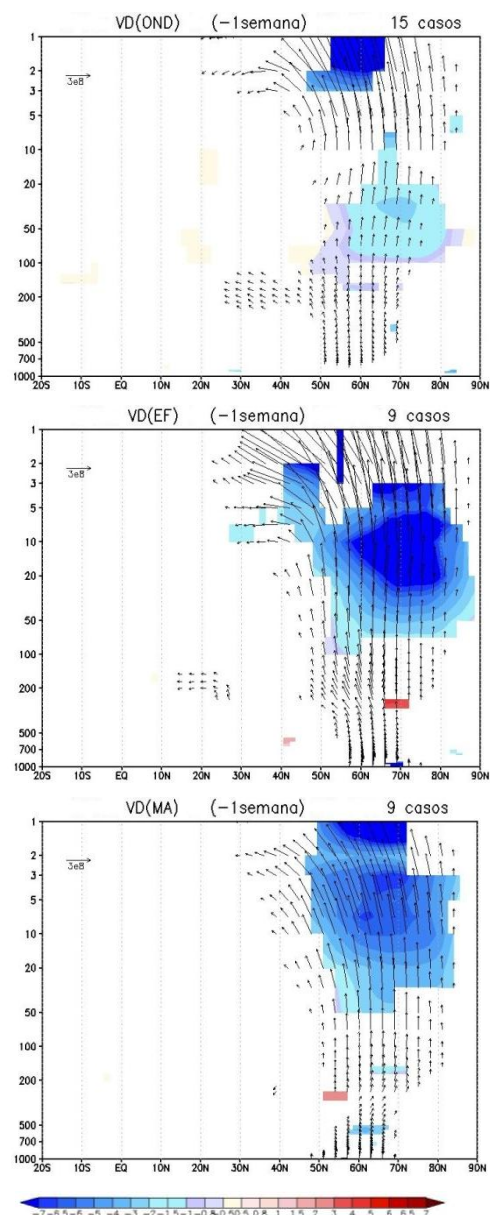


Fig.5. Igual que la Figura 4 pero correspondiente a un régimen de VPE débil.

En promedio, la actividad de ondas que precede episodios de VPE débil es más acusada que la climatológica, como indica el sentido ascendente de las anomalías del flujo EP (Figura 5). Además, en toda la estratosfera media extratropical existe una extensa región de anomalías negativas de divEP (por tanto, convergencia acentuada), lo que indica un mayor grado de interacción de las ondas con el flujo medio estratosférico. Estas ondas cederían momento del este al flujo medio (del oeste) dando lugar a su consiguiente deceleración.

Como puede observarse en las tres secciones verticales de la Figura 5, de nuevo, la magnitud de las anomalías en la actividad de ondas y en el forzamiento de las ondas sobre el flujo medio estratosférico es mayor si el evento ocurre durante el invierno central. Es interesante observar que el valor máximo de las anomalías de divEP en cada sub-periodo se desplaza en la vertical a medida que avanza el invierno.

Los MSWs, fenómeno asociado a un debilitamiento acusado del VPE (mencionado en el apartado “Datos y análisis”), ocurren más frecuentemente durante los meses de Enero-Febrero. Por ello, se ha considerado oportuno analizar también la propagación de ondas que precede la ocurrencia de los MSWs del invierno central durante el periodo estudiado.

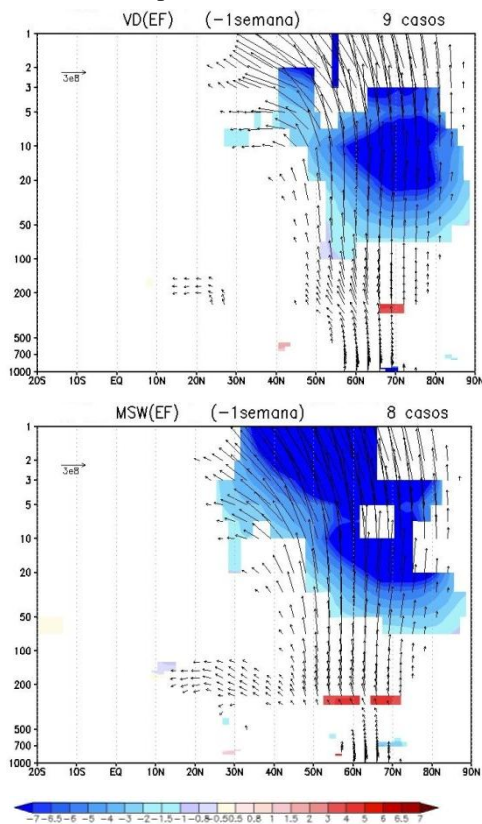


Fig.6. Comparativa en la propagación anómala de onda previa (1 semana) entre un régimen de VPE débil y MSW observados en Enero-Febrero.

De los nueve casos de VPE débil en EF identificados en el periodo 1979-2011, en ocho de ellos se cumplieron las condiciones de MSW. Si bien son casos coincidentes (en mes y año), la fecha de inicio como vórtice débil o MSW no es exactamente la misma por la propia definición de MSW, por lo que las condiciones medias durante la semana anterior son algo diferentes.

La Figura 6 muestra que la interacción anómala de las ondas troposféricas con el flujo medio estratosférico es más intensa previamente a la ocurrencia de un MSW (viento del este en el flujo estratosférico) que en el caso de VPE débil, extendiéndose además hasta niveles más altos de la estratosfera. Asimismo, en la semana previa de un MSW también se observa que la propagación de onda en la alta troposfera subtropical dirigida hacia el Ecuador es mucho más acusada que cuando el VPE débil no alcanza a invertir su circulación.

En un reciente estudio de Ábalos et al. (2014) se ha mostrado que la estratosfera extratropical invernal y los subtropicos de ambos hemisferios constituyen regiones de forzamiento dinámico en la variabilidad del *upwelling* tropical (rama ascendente de la circulación de Brewer-Dobson, determinante en el acoplamiento troposfera-estratosfera) en escalas de tiempo intraestacionales. Por tanto, las diferencias identificadas en el presente estudio entre subperiodos invernales en dichas regiones, en cuanto a propagación anómala de las ondas previa a la ocurrencia de extremos en VPE, afectarían a su vez al *upwelling* tropical.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

En las últimas décadas, el estudio de la influencia de la estratosfera en la variabilidad climática se ha visto incrementado debido a su papel en la mejora de la predicción climática estacional. Sin embargo, los modelos climáticos difícilmente representan los eventos de vórtice polar estratosférico (VPE fuerte y VPE débil), debido a las incertidumbres aún existentes sobre los procesos dinámicos involucrados. Por ello, el objetivo del trabajo es el análisis de la actividad de ondas anómala que precede a la ocurrencia de eventos extremos del VPE teniendo en cuenta en qué meses del invierno se produce el evento, es decir, invierno temprano, central o final.

El análisis ha sido realizado a partir de valores medios diarios del flujo Eliassen-Palm y su divergencia, calculados con datos de ERA-Interim en la columna atmosférica 1000-1 hPa para los meses del invierno boreal extendido del periodo 1979-2011. A partir de estos datos se han construido los compuestos presión latitud de las anomalías del

flujo EP y su divergencia durante la semana previa a la ocurrencia de casos extremos de VPE débil y fuerte. Los resultados más relevantes pueden resumirse en los siguientes puntos:

- Los cambios en la propagación vertical de las ondas que preceden a eventos de fortalecimiento y debilitamiento del vórtice polar estratosférico durante el invierno boreal presentan variabilidad intraestacional.
- En los tres subperiodos invernales, la estratosfera media-alta extratropical es la región donde se observan anomalías estadísticamente significativas (con un nivel de confianza de 95%, test t-Student) en el grado de forzamiento de las ondas troposféricas al flujo estratosférico durante la semana previa a la ocurrencia de VPE débil (aumenta) y fuerte (disminuye).
- Las anomalías estadísticamente significativas observadas en la interacción ondas-flujo estratosférico (extratropical) previas a eventos extremos (tanto VPE débil como fuerte) son más intensas y se extienden a una mayor región en el invierno central (Enero-Febrero). La región más reducida con forzamiento anómalo por las ondas se observa en OND para eventos de VPE débil y en MA para VPE fuerte.
- La intensificación de actividad de onda previa a la ocurrencia de VPE débil desde la superficie de latitudes altas (60°N-70°N) se observa en los tres subperiodos invernales. En el caso de vórtice fuerte, la propagación anómala (debilitada) previa a la ocurrencia del episodio extremo se detecta desde la superficie sólo en los meses de Enero-Febrero.
- La propagación de ondas en la alta troposfera subtropical hacia el Ecuador aparece notablemente más intensa durante la semana previa a que ocurra un MSW (flujo del este en el VPE).

Se encuentra en proceso la aplicación de un test no paramétrico tipo Montecarlo en la significación estadística de los resultados, y que en base a los resultados actualmente disponibles extienden a regiones más amplias las conclusiones expuestas. Al basar los resultados en compuestos de muestras pequeñas cuyos elementos son a su vez valores medios (de una semana), el uso de un test no-paramétrico es más adecuado que el test paramétrico t-Student.

Los resultados obtenidos en este estudio evidencian que la actividad anómala de las ondas troposféricas que preceden la ocurrencia de episodios extremos en el VPE presenta diferencias notables según acontezcan a primeros, mediados o finales del

invierno. Por ello, sería conveniente tener en cuenta esta variabilidad intraestacional de la circulación estratosférica invernal en la reproducción de episodios de VPE por parte de los modelos climáticos.

AGRADECIMIENTOS

El estudio se ha realizado en el marco del proyecto CGL2012-34997 del Ministerio de Economía y Competitividad. Los autores agradecen a Marta Ábalos su valiosa colaboración en el cálculo del flujo de Eliassen-Palm. Los datos del reanálisis ERA-Interim proceden de la página web http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_full_moda/ del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Plazo Medio (Reading, Reino Unido).

REFERENCIAS

- Abalos, M., W. J. Randel and E. Serrano, 2014, Dynamical forcing of subseasonal variability in tropical upwelling, *J. Atmos. Sci.*, doi: 10.1175/JAS-D-13-0366., in press.
- Andrews, D. G., J. R. Holton and C. B. Leovy, 1987. *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- Ayarzagüena, B., U. Langematz and E. Serrano, 2011. Tropospheric forcing of the stratosphere: A comparative study of the two different Major Stratospheric Warmings in 2009 and 2010, *J. Geophys. Res.*, **116**, D18114, doi: 10.1029/2010JD015023.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999, Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.* **104**, 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.
- Baldwin, M. P., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A.J. Charlton and A. O'Neill, 2003, Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636-640.
- Charney, J. G. and P. G. Drazin, 1961, Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.
- Edmon Jr, H. J., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, 1980, Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Jung, T. and J. Barkmeijer, 2006, Sensitivity of the tropospheric circulation to changes in the strength of the stratospheric polar vortex. *Monthly Weather Review*, **134**, 2191-2207, doi: 10.1175/MWR3178.1
- Limpasuvan, V., D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev and Y. L. Yung, 2005, Stratosphere-troposphere evolution during polar

vortex intensification. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:
10.1029/2005JD006302.

Matsuno, T., 1970, A dynamical model of the
stratospheric sudden warmings. *J. Atmos. Sci.*, **27**,
871-883.