

VARIABILIDAD DE LA TROPOPAUSA GLOBAL Y EXTRATROPICAL ESTIMADA A PARTIR DE LOS DATOS DEL REANÁLISIS NCEP/NCAR

Jesús Ángel Barroso Pellico⁽¹⁾, Pablo Zurita-Gotor⁽²⁾

⁽¹⁾ Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I; Univ. Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid (España); jesusangelbarroso@fis.ucm.es

⁽²⁾ Dpto. Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I; Univ. Complutense de Madrid. Avda. Complutense s/n, 28040, Madrid (España); pzurita@fis.ucm.es

1. Introducción

El estudio de la tropopausa, sus características y su variabilidad, ha recibido atención creciente en los últimos años en el campo de la Física de la Atmósfera, al reconocerse su importancia clave en algunos de los problemas fundamentales, dinámicos y climáticos, actuales: los procesos de intercambio vertical entre la troposfera y la estratosfera, especialmente los de gases traza, determinantes en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera; los procesos de acoplamiento entre ambas, y especialmente, la propagación descendente desde la estratosfera de los Modos Anulares; y los procesos asociados al cambio climático actual (Gettelman *et al*, 2011).

Uno de los aspectos más importantes en el estudio de la tropopausa es la determinación de los procesos que definen su altura, lo que está íntimamente relacionado con el conocimiento de su naturaleza. Se pueden explicar la existencia y características de la tropopausa con un modelo conceptual simple que se basa en una idealización del perfil térmico vertical de la atmósfera, en el que la estratosfera está en equilibrio radiativo mientras la troposfera se ajusta a un estado de equilibrio dinámico, que impone una estratificación uniforme; donde ambos perfiles se igualan, se encuentra la tropopausa. Este modelo idealizado presenta problemas en su aplicación práctica, pues se desconoce el tipo de “ajuste” dinámico que determina el perfil de temperaturas troposférico, sobre todo, en latitudes medias; varios tipos de ajuste han sido propuestos (Held, 1982; Juckes, 2000; Schneider, 2004), aunque sin resultados completamente satisfactorios. En particular, el ajuste por *eddies* baroclínicos propuesto por Held (1982) parece producir una competición entre la condición radiativa y la condición dinámica para determinar la altura de la tropopausa (Vallis, 2006). Por otro lado, algunas de las simplificaciones introducidas en el modelo podrían resultar excesivas, particularmente al asumir una estratosfera en equilibrio radiativo; así, se sabe que la circulación meridiana o de Brewer-Dobson produce calentamientos dinámicos importantes en algunas zonas (Birner, 2010), por lo que los

procesos dinámicos estratosféricos podrían tener también un impacto en la altura de la tropopausa.

Numerosos trabajos han analizado las características de la tropopausa a partir de datos de radiosondeo o de reanálisis, si bien no se han estudiado de forma sistemática los modos de variabilidad de la altura de la tropopausa, ni los procesos que los producen.

En este trabajo se van a intentar determinar los modos de variabilidad principales de la altura de la tropopausa a partir de datos observacionales; este estudio es necesario para determinar con exactitud los procesos que alteran la estructura de la tropopausa y la dinámica implicada en ellos; se estudiarán además las variaciones en la altura media global, pues se espera que en escalas más grandes las condiciones radiativas consideradas en el modelo conceptual sean más efectivas para fijar la altura de la tropopausa. El trabajo está estructurado como sigue: en el apartado 2 se describen los datos empleados. En el apartado 3 se realizará una validación de los datos del reanálisis usados, por comparación con los de radiosondeos. En el apartado 4 se calcularán las componentes principales de la altura de la tropopausa media zonal. En el apartado 5 se estudiarán las variaciones de la altura de la tropopausa zonal a escala hemisférica. Por último, en el apartado 6 se exponen las conclusiones fundamentales del trabajo.

2. Datos y metodología

Los datos usados en este trabajo están obtenidos del reanálisis realizado por NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research). En concreto, se usan datos diarios de presión en la tropopausa facilitados por el propio reanálisis. Estos datos son determinados con un criterio térmico similar al de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1957), y han sido usados en otros trabajos (Randel *et al*, 2000; Kiladis *et al*, 2001; Santer *et al*, 2003) de forma satisfactoria, aunque no se ha validado la magnitud de su variabilidad en todas las escalas temporales, como en este estudio. El período de datos considerado es desde 1978 a 2010; no se

toman datos anteriores a 1978 debido a las inhomogeneidades de los datos del reanálisis introducidas por la asimilación de datos de satélite a partir de dicho año, observadas en la estratosfera (Santer *et al*, 1999) y en la tropopausa (Randel *et al*, 2000).

Para determinar la altura de la tropopausa se realizó una interpolación por esplines cúbicos de la presión en la tropopausa sobre la altura geopotencial, a partir de los datos diarios de altura geopotencial de los niveles de presión del reanálisis (17 niveles no equiespaciados) en cada punto de malla (resolución: 2,5°x 2,5°). A partir de la curva de interpolación se determinó el dato de altura de la tropopausa en cada punto, cada día del período estudiado.

Para el análisis de la variabilidad se definieron varios tipos de anomalías. En el análisis de validez de los datos de reanálisis se usaron tres tipos de anomalías, siguiendo el trabajo de Seidel y Randel (2006):

- Anomalías sinópticas: es la diferencia entre el dato diario y la media del mes correspondiente.
- Anomalías mensuales: es la diferencia entre la media de cada mes, y el valor climatológico medio de dicho mes.
- Anomalías del ciclo anual: es la diferencia entre el valor climatológico de cada mes y la media de los valores climatológicos de los doce meses.

Se entiende por ciclo anual climatológico el compuesto por las medias climatológicas de los doce meses del año.

Además, se calculó una tendencia en el período a partir de la regresión lineal de los datos de anomalías mensuales, siguiendo el mismo trabajo anteriormente citado.

Para la segunda parte, relativa al estudio de las componentes principales de la altura de la tropopausa, se calcularon los valores medios zonales (promedio longitudinal) de los datos de altura de la tropopausa. De éstos, se eliminaron las variaciones debidas al ciclo estacional, consideradas como los cuatro primeros armónicos de la climatología diaria (Lorenz y Hartmann, 2001). Sobre estos valores zonales se realizó un Análisis de Componentes Principales (PCA, Principal Component Analysis).

3. Variabilidad de la tropopausa en el reanálisis NCEP/NCAR comparada con la de las radiosondas.

En la Fig. 1 se muestra la comparación entre la variabilidad de los radiosondeos y la del reanálisis. Este análisis está basado en considerar los datos del

reanálisis en cada punto de malla como una “estación” independiente de medidas, al modo en que se consideran los datos de radiosondeos como independientes entre ellos. Las desviaciones estándar de las anomalías en cada punto de malla se ajustan entonces a una función de densidad de probabilidad empírica, a partir de la cual se calculan los cuartiles de la distribución, que se muestran usando una representación de cajas y bigotes.

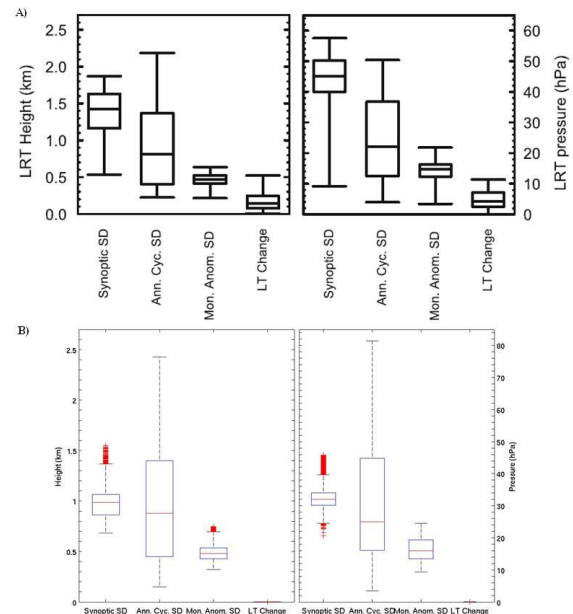


Fig. 1.- Diagramas de barras y bigotes de la distribución estadística de las desviaciones estándar de las anomalías en la altura de la tropopausa para varias escalas temporales (ver texto) para: (A) datos de radiosondeos extraídos de Seidel y Randel (2006); (B) datos del reanálisis NCEP/NCAR. Para la tendencia climatológica, el diagrama representa la distribución estadística de la magnitud absoluta de los coeficientes de regresión lineal. Las barras representan los cuartiles de la distribución; los bigotes, representan el intervalo 3σ , de acuerdo a una distribución gaussiana; y los puntos rojos, los valores extremos fuera de dicho intervalo (*outliers*).

Como se observa, el reanálisis captura muy bien la magnitud de las anomalías tanto de altura como de presión en todas las escalas temporales, salvo en la tendencia climatológica. En ambas, la escala sinóptica es la que tiene mayor variabilidad, seguida por la del ciclo anual y, por último, la escala mensual. Como diferencias podemos apuntar a una cierta subestimación por el reanálisis de la escala sinóptica, probablemente debido a la menor resolución vertical de éste frente a las radiosondas, y a la mayor dispersión de las anomalías del ciclo anual, probablemente debido al mayor número de datos de reanálisis en el Hemisferio Sur, donde el ciclo anual tiene mayor amplitud (Hoinka, 1998) Aunque esta figura sólo representa las latitudes extratropicales, el análisis global presenta casi la misma estructura, aunque la magnitud del primer cuartil es menor en todas las escalas, lo que implica

que las latitudes tropicales tienden a tener una variabilidad menor en todas las escalas.

La tendencia climatológica no es capturada por el reanálisis, que muestra una mediana de los coeficientes de regresión lineal no significativamente distinta de cero, frente a los radiosondeos, que captan una tendencia pequeña. En el trabajo de Seidel y Randel (2006) ya se demostraba que tomando una resolución vertical menor en los datos de radiosondeos no se obtenía ninguna tendencia, como aquí se observa en los datos de reanálisis. Sin embargo, otros trabajos han encontrado esta tendencia, si bien usando datos promediados globalmente (Santer *et al.*, 2003) o promedios tropicales (Randel *et al.*, 2000), y no considerando los datos individualmente.

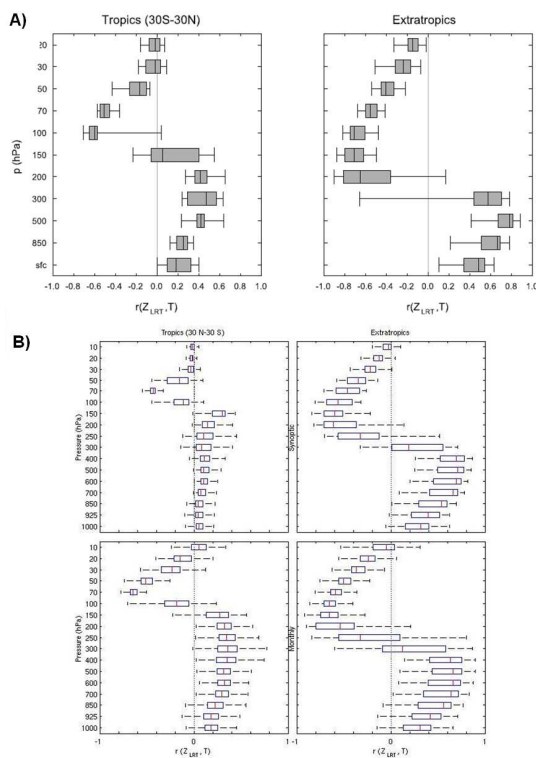


Fig. 2.- Diagrama de barras y bigotes para la distribución estadística de los coeficientes de correlación entre (A) anomalías mensuales de altura de la tropopausa y de la temperatura en cada nivel, para datos de radiosondeos (extraída de Seidel y Randel, 2006); (B) anomalías sinópticas (arriba) y mensuales (abajo) de la altura de la tropopausa y de la temperatura en cada nivel, para datos de reanálisis. Las barras y bigotes son como en la Fig. 1.

Teniendo en cuenta la definición térmica de la tropopausa, se espera que los mecanismos que fuerzan sus variaciones estén relacionados con la temperatura de las capas adyacentes; por ello, se hace aquí también una comparación en varias escalas entre los datos de reanálisis y los datos de las radiosondas. En las Fig. 2 y 3 se muestran los coeficientes de correlación y de regresión lineal entre las variaciones de la altura de la tropopausa y

las de temperatura en los niveles de presión en ambos casos. Se observa de nuevo una gran semejanza entre ambos en la escala mensual, lo que demuestra que el reanálisis puede ser usado para estudiar dichos procesos. En concreto, se observa una correlación positiva con la temperatura en niveles altos troposféricos, y negativa en niveles bajos estratosféricos, mayor en los extratropicos. Además, se estudió la correlación también para la escala sinóptica, encontrándose que en este caso la correlación se restringe a los niveles más cercanos a la tropopausa, sobre todo en la estratosfera, y desaparece casi totalmente en los trópicos; cabe mencionar en este sentido la muy diferente dinámica implicada en la tropopausa tropical (Highwood y Hoskins, 1998) respecto a la extratropical.

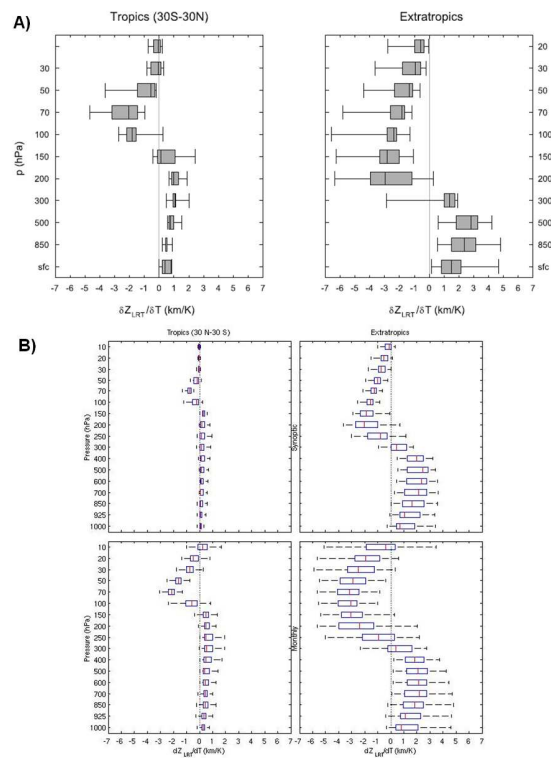


Fig. 3.- Diagrama de barras y bigotes para la distribución estadística de los coeficientes de regresión lineal entre (A) anomalías mensuales de altura de la tropopausa y de la temperatura en cada nivel, para datos de radiosondeos (extraída de Seidel y Randel, 2006); (B) anomalías sinópticas (arriba) y mensuales (abajo) de la altura de la tropopausa y de la temperatura en cada nivel, para datos de reanálisis. Las barras y bigotes son como en la Fig. 1.

4. Componentes principales de la tropopausa zonal

Una vez realizados los promedios zonales, se observa que la variabilidad es menor en todas las escalas, pero ahora la variabilidad en el ciclo anual es la dominante (Fig. 4). Esto indica que buena parte de la variabilidad sinóptica es debida a asimetrías zonales en la tropopausa, probablemente asociadas a los sistemas de esta escala ciclónicos y

anticiclónicos (Hoskins *et al.*, 1985; Zängl y Wirth, 2002). Como se observa en la Fig. 4, las variaciones de mayor amplitud para la tropopausa zonal son las asociadas con el ciclo anual, siendo su magnitud más del doble que la de las otras escalas temporales; por ello, se calcularon los modos de variabilidad de los datos sin ciclo estacional, eliminado por el procedimiento explicado en el apartado 1.

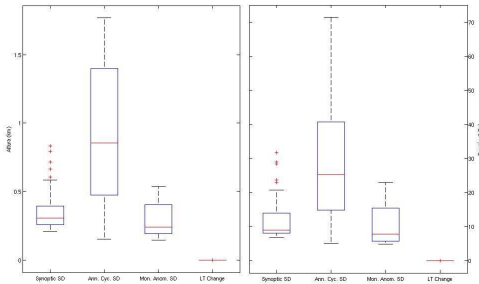


Fig. 4.- Diagrama de barras y bigotes de la distribución estadística de la desviación estándar de las anomalías en varias escalas temporales (ver texto) para (izquierda) altura de la tropopausa; (derecha) presión de la tropopausa, promediados zonalmente. Las barras, bigotes y puntos son como en la Fig. 1.

En la fig. 5 se muestran los tres primeros EOFs de la altura de la tropopausa extratropical zonal y sus correspondientes PCs para el Hemisferio Norte; la suma de los cuatro primeros explica un 80% de la varianza de la altura de la tropopausa, y la de los tres primeros, un 66%. Como se observa, todos muestran un patrón de variaciones en oposición de fase entre unas latitudes y otras; en este sentido, corresponden a deformaciones de la tropopausa que no cambian su altura media a gran escala. En particular, en el EOF1 se observa el patrón típico del Modo Anular, con un cambio en oposición de fase entre latitudes altas y bajas; la relación se confirma mediante el análisis de correlación con desfases, mostrado en la Fig. 6. Nótese que la máxima correlación con el Modo Anular en la estratosfera se produce con un desfase de -10 días aproximadamente, y es negativa, mientras que en la troposfera es simultánea (desfase 0) y positiva. El cambio de signo en la correlación se debe a que el índice positivo del Modo Anular está asociado con una anomalía negativa del geopotencial en latitudes altas y una positiva en latitudes medias (Thompson y Wallace, 2000) y, por tanto, con una anomalía fría en las primeras y una cálida en las segundas, de acuerdo a la ecuación hipsométrica:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R_d}{g} \int_{P_1}^{P_2} T \frac{dP}{P} \quad (1)$$

Donde P_1 y P_2 son las presiones en los límites del estrato situado entre Z_1 y Z_2 .

Como se ha expuesto en la sección anterior, las anomalías cálidas (alto índice del Modo Anular) en la troposfera están asociadas a anomalías positivas de la altura de la tropopausa y viceversa con las anomalías frías; por tanto, en el mapa de regresión de la PC1 en la Fig. 5 se observa la situación correspondiente a un índice del Modo Anular positivo. En la estratosfera, sin embargo, se ha visto que las anomalías de temperatura y geopotencial están correlacionadas negativamente, lo que explica el cambio de signo observado en la Fig. 6.

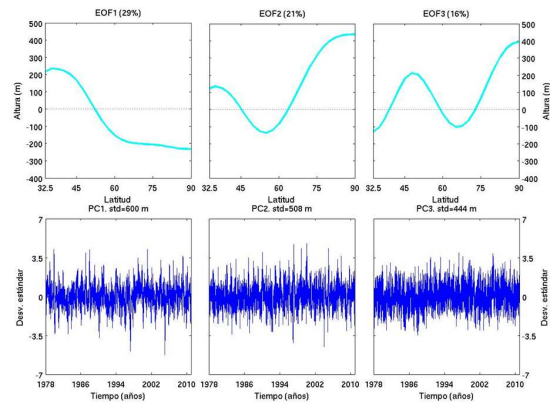


Fig. 5.- Mapas de regresión (arriba) y coeficientes de expansión estandarizados (abajo) de los 3 primeros componentes principales del campo de altura de la tropopausa zonal en los extratropicos del Hemisferio Norte (32.5°-90°N) sin ciclo anual. Los números entre paréntesis indican la varianza explicada por cada modo.

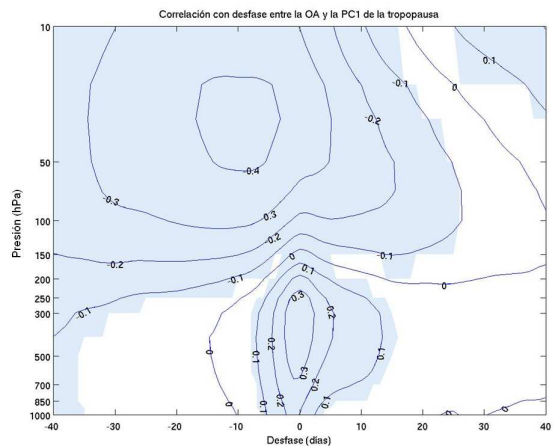


Fig. 6.- Correlación con desfases entre la Oscilación Ártica o Modo Anular y la PC1 de la altura de la tropopausa zonal. Un desfase negativo indica que la Oscilación Ártica se adelanta a la PC1, mientras que un desfase positivo indica que la variación en la altura de la tropopausa se produce antes que la del campo de geopotencial. La zona sombreada indica dónde la correlación entre ambas es significativa al 99%, según el test-t.

Por otro lado, el desfase entre la perturbación estratosférica y la variación de la altura de la tropopausa parece coherente con la mayor escala de tiempo característica de los procesos dinámicos estratosféricos; en concreto, Baldwin y Dunkerton

(2001) encontraron que la señal en el campo de geopotencial asociada a eventos de vórtice polar débil o fuerte (índice estandarizado de la Oscilación Ártica por debajo de -3 o por encima de +1.5, respectivamente) se propagaba hacia abajo, alcanzando la tropopausa con un desfase de 10 días. Aunque es consistente con lo observado en este análisis, sería necesario un estudio más profundo para establecer la relación entre ambos fenómenos.

5. Variabilidad de la altura media de la tropopausa

En esta sección se van a analizar las variaciones en la altura media de la tropopausa zonal. Para ello, se va a realizar una media, pesada por el área, de las variaciones en la altura de la tropopausa zonal extratropical en el Hemisferio Norte, definida por:

$$\langle [Z]' \rangle = \frac{\int_{32.5^{\circ}N}^{90^{\circ}N} [Z]' \cos \lambda d\lambda}{\int_{32.5^{\circ}N}^{90^{\circ}N} \cos \lambda d\lambda} \quad (2)$$

donde los $[]$ denotan los promedios zonales, la prima' denota anomalías respecto al ciclo estacional y λ es la latitud. Con este cálculo se obtiene una serie temporal de las variaciones en la altura media de la tropopausa, que puede ser comparada con las PCs de los modos de variabilidad calculados anteriormente (esta serie temporal representa la proyección en un vector uniforme, en vez de la proyección en los EOFs como los PCs).

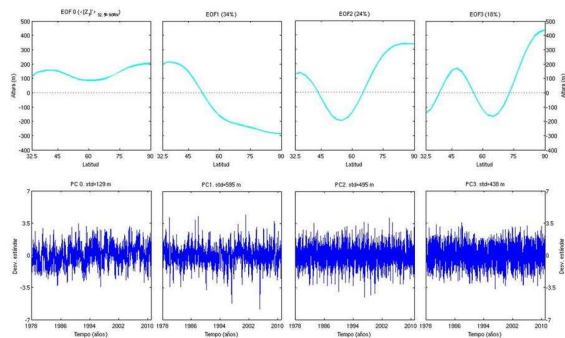


Fig. 7.- Mapas de regresión (arriba) y series temporales o PCs (abajo) de las variaciones de la altura de la tropopausa zonal media (columna izquierda) y de los EOFs calculados a partir de la diferencia entre los datos y las variaciones anteriores (resto de las columnas). Las cantidades entre paréntesis representan la varianza explicada por cada modo.

Para comparar la importancia relativa y la variabilidad asociada a “deformaciones” de la tropopausa, se han calculado de nuevo los modos de variabilidad, tras restar a los datos esta variabilidad de gran escala. En la Fig. 7 se muestra el resultado.

Como se observa, las variaciones en la altura media tienen una amplitud mucho menor que los modos de variabilidad; asimismo, se observa que dichos

modos son muy similares a los obtenidos sin eliminar las variaciones en la altura media, lo que nos indica que éstas son casi despreciables frente a los modos principales encontrados en la sección anterior. Por tanto, parece que las deformaciones en la tropopausa, que no cambian su altura media, tienen una magnitud mucho mayor que las variaciones netas de la tropopausa, por lo que la dinámica asociada a las primeras introduciría más bien perturbaciones en torno a un “estado de equilibrio” en el que la altura media, a escala hemisférica, no cambiaría demasiado. En tal caso, la condición radiativa podría fijar de forma efectiva la altura media de la tropopausa, de modo similar a lo encontrado por Zurita-Gotor y Vallis (2010) usando un modelo idealizado, mientras que los procesos dinámicos (como la propagación cuasi-adiabática de las ondas) no variarían dicha altura media, aunque sí la pudieran deformar. A pesar de ello, es necesario un análisis más profundo para poder afirmar esta hipótesis.

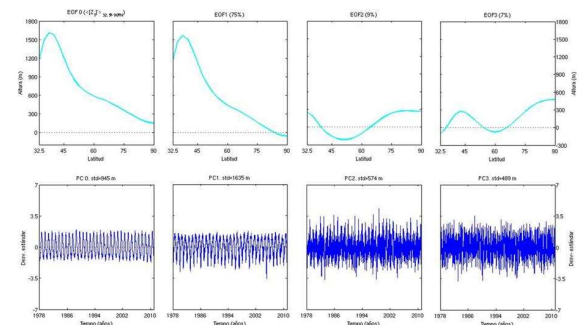


Fig. 8.- Como en la Fig. 14, pero para los datos crudos (incluyendo la variabilidad del ciclo estacional).

Dado que el ciclo estacional supone importantes cambios en la radiación solar que llega a la atmósfera y en el balance energético de ésta, se va a repetir el mismo análisis realizado, pero para los datos crudos, es decir, incluyendo ahora también la variabilidad asociada al ciclo estacional. En la Fig. 8 se muestra el resultado de dicho análisis. En este caso se observa que las variaciones en la altura media de la tropopausa tienen una magnitud mucho mayor, asociada directamente con el ciclo anual; dicha magnitud es comparable a la del primer EOF de los datos crudos, que presenta una forma muy similar a la del EOF 0. Por tanto, se puede concluir que las variaciones en la altura media de la tropopausa pueden ser importantes para los cambios forzados (en este caso, por el ciclo estacional), mientras que para la variabilidad interna y en escalas temporales más pequeñas estas variaciones son muy pequeñas en comparación con las deformaciones de la altura de la tropopausa.

6. Conclusiones

En este trabajo se ha estudiado la variabilidad de la altura de la tropopausa, así como las variaciones en

su altura media a escala hemisférica, y los posibles procesos dinámicos que los originan.

En la primera etapa se ha comparado la variabilidad de la altura de la tropopausa en el reanálisis frente a los datos de radiosondeos, encontrándose que el primero captura muy bien la magnitud de la variabilidad obtenida a partir de los segundos, aunque subestima ligeramente la magnitud de la variabilidad sinóptica, probablemente debido a su baja resolución vertical. Además, se ha demostrado que la variabilidad sinóptica consiste básicamente en deformaciones a escala local, probablemente asociadas a sistemas ciclónicos o anticiclónicos, que son suavizadas en el promedio zonal.

Los modos de variabilidad principales de la altura de la tropopausa promediada zonalmente, eliminando las variaciones correspondientes al ciclo estacional, consisten en oscilaciones en oposición de fase entre unas latitudes y otras, es decir, en deformaciones de la tropopausa, que no parecen afectar a su altura media. En concreto, el primer modo de variabilidad aparece significativamente correlacionado con el Modo Anular del Norte en todos los niveles troposféricos y en la baja estratosfera, si bien en esta última capa la correlación máxima se produce 10 días antes de la variación de la tropopausa, un tiempo que coincide con la propagación descendente del Modo Anular encontrada por Baldwin y Dunkerton (2001).

Las variaciones en la altura media de la tropopausa, promediada sobre la región extratropical del Hemisferio Norte, son muy pequeñas comparadas con los modos de variabilidad principales encontrados, lo que parece sugerir un mecanismo que fija la altura media de la tropopausa; este mecanismo podría ser el balance energético impuesto por la condición radiativa en el modelo de Held (1982), de modo semejante a los resultados obtenidos por Zurita-Gotor y Vallis (2010) con un modelo idealizado. El análisis de los datos crudos con ciclo estacional demuestra que en este caso las variaciones de la altura media de la tropopausa son mucho mayores, y de magnitud similar a la de los modos de variabilidad principales, lo que apunta a que la variabilidad forzada tiende a producir variaciones netas de la tropopausa, mientras que la variabilidad interna tiende a producir deformaciones en ésta. Sin embargo, un análisis más profundo por medio de modelos atmosféricos es necesario para contrastar estas hipótesis.

7. Referencias

Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, **294**: 581–584, doi: 10.1126/science.1063315.

Birner, T. (2010): Residual circulation and tropopause structure, *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2582–2600.

Gettelman, A., P. Hoor, L. L. Pan, W. J. Randel, M. I. Hegglin and T. Birner (2011): The Extratropical Upper Troposphere and Lower Stratosphere, *Rev. Geophys.*, **49**, RG3003, doi: 10.1029/2011RG000355.

Held, I. M. (1982): On the height of the tropopause and the static stability of the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 412–417.

Highwood, E. J. and J. B. Hoskins (1998): The tropical tropopause, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 1579–1604.

Hoinka, K. P. (1998): Statistics of the global tropopause pressure, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3303–3325.

Juckes, M. N. (2000): The Static Stability of the Midlatitude Troposphere: The Relevance of Moisture, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3050–3057.

Kiladis, G. N., K. H. Straub, G. C. Reid and K. S. Gage (2001): Aspects of interannual and intraseasonal variability of the tropopause and lower stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 1961–1983.

Lorenz, D. J. and D. L. Hartmann (2001): Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3312–3327.

Randel, W. J., F. Wu and D. J. Gaffen (2000): Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses, *J. Geophys. Res.*, **105**(D12), 15,509–15,523, doi: 10.1029/2000JD900155.

Santer, B. D., J. J. Hnilo, T. Wigley, J. S. Boyle, C. Doutriaux, M. Fiorino, D. E. Parker and K. E. Taylor (1999): Uncertainties in observationally based estimates of temperature change in the free atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **104**(D6): doi: 10.1029/1998JD200096. ISSN: 0148-0227.

–, R. Sausen, T. M. L. Wigley, J. S. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J. E. Hansen, G. A. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, and K. E. Taylor (2003): Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *J. Geophys. Res.*, **108**, no. D1, 4002, doi: 10.1029/2002JD002258.

Seidel, D. J., and W. J. Randel (2006): Variability and trends in the global tropopause estimation from radiosonde data, *J. Geophys. Res.*, **111**, D21101, doi: 10.1029/2006JD007363.

Schneider, T. (2004): The tropopause and the thermal stratification in the extratropics of a dry atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1317–1340.

Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, **13**, 1000–1016.

Vallis, G. K., (2006): Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics. *Cambridge University Press*, 745 pp.

WMO (1957): Definition of the tropopause, *WMO Bull.*, **6**, 136.

Zängl, G. and V. Wirth (2002): Synoptic-scale variability of the polar and subpolar tropopause: Data analysis and idealized PV inversions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 2301–2315.

Zurita-Gotor, P. and G. K. Vallis (2011): Dynamics of Midlatitude Tropopause Height in an Idealized Model, *J. Atmos. Sci.*, **68**, 823–838.