

ANÁLISIS DE INHOMOGENEIDADES Y SALTOS CLIMÁTICOS EN SERIES DE TROPOPAUSA TÉRMICA SIMPLE SOBRE INDIA Y SUDAMÉRICA PARA EL PERÍODO 1973-2011

Adrián E. Yuchechech^{1,2,3}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina

²Equipo Interdisciplinario para el Estudio de Procesos Atmosféricos en el Cambio Global (PEPACG), Pontificia Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina

³Facultad de Ciencias Físicomatemáticas e Ingeniería, Universidad Católica Argentina, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 30 de diciembre de 2012, en su versión final el 18 de octubre de 2013)

RESUMEN

Un método de detección de inhomogeneidades en series temporales fue utilizado para analizar la presencia de cambios de régimen y saltos climáticos en series de valores medios mensuales de presión, altura y temperatura de tropopausa térmica simple sobre estaciones aerológicas de India y el sur de Sudamérica, para el período 1973-2011. El método se basa en el ajuste de los datos por una función que simula un salto más o menos brusco dependiendo de un parámetro modificable, y en la estimación del cociente señal-ruido γ dentro de una ventana móvil de ancho variable, centrada en cada punto de referencia de la serie. Existirá una inhomogeneidad en un punto de referencia dado cuando γ supere un valor crítico teórico γ_c . En vista de que dicho valor es difícil de estimar, se ha procedido a calcularlo para los datos analizados. A diferencia de métodos similares que establecen que $\gamma_c = 1$, se presenta aquí un análisis empírico, dependiente de los datos utilizados, que determina γ_c por mes y por ventana temporal, encontrándose que γ_c disminuye cuando la ventana temporal se hace más ancha, y en promedio se aproxima a $\gamma_c = 0,5$ para ventanas temporales muy anchas. Asimismo, a partir de un análisis conjunto de situaciones en las que $\gamma > \gamma_c$ para ciertas ventanas temporales, se han encontrado inhomogeneidades con características de saltos climáticos en 1993 sobre las regiones tropical y subtropical de Sudamérica, y en 2001 sobre la región subtropical de India.

Palabras clave: tropopausa térmica simple, India, sur de Sudamérica, salto climático

ANALYSIS OF INHOMOGENEITIES AND CLIMATE SHIFTS IN SINGLE THERMAL TROPOPAUSE TIME SERIES OVER INDIA AND SOUTH AMERICA FOR THE PERIOD 1973-2011

ABSTRACT

A method for the detection of inhomogeneities in time series was used to analyze the presence of breaks in the regime and climate shifts in monthly mean time series of single thermal tropopause pressure, height and temperature, at radiosonde

stations located in India and southern South America, for the period 1973-2011. The method is based on fitting the data with a function that gets closer to a step function depending on a modifiable parameter, and to estimate the signal-to-noise ratio γ within a mobile window of variable width that is centered at each point of reference in the time series. There will exist an inhomogeneity at a given point of reference anytime γ exceeds a theoretical critical value γ_c . Since this value is hard to be estimated, an alternate calculation that depends on the analyzed data was carried out. Unlike similar methods for which $\gamma_c = 1$ is established, the analysis here determines γ_c for each month and for different window timescales. It is found that γ_c decreases with an increasing width of the timescale, fulfilling the condition $\gamma_c = 0,5$ i.e. a constant value, only for the longest timescales. From a joint analysis that included all cases for which $\gamma > \gamma_c$ and certain time windows, inhomogeneities with climatic shift features were found over the extratropical region of South America in 1993, and over the subtropical region of India around 2001.

Keywords: single thermal tropopause, India, southern South America, climate shift

1. INTRODUCCIÓN

Que un sistema gobernado por ecuaciones no lineales con un gran número de grados de libertad -como lo es el sistema acoplado océano-atmósfera- experimente en el tiempo cambios en sus puntos de equilibrio por el sólo hecho de sufrir una perturbación, interna o externa, que puede o no amplificarse en el tiempo, no es algo difícil de comprender. Claro está que las escalas temporales involucradas son importantes, pues una perturbación puede tener lugar de manera abrupta (un salto propiamente dicho), u ocurrir de manera lenta pero sostenida en un intervalo de tiempo prolongado (tendencia). Un ejemplo de aplicación en los años recientes se tiene en el análisis de concentraciones de gases de invernadero (dióxido de carbono, metano), los cuales provienen principalmente de actividades antropogénicas y tienen el potencial de aumentar la temperatura de la troposfera (Santer y otros, 1996). Quizá debido a que un aumento considerable de la temperatura media troposférica conllevaría el derretimiento de grandes masas de hielo ubicadas en los polos, con el consiguiente aumento del nivel de los océanos y la consecuente inundación de áreas de poca elevación con gran densidad de población (la mayoría de las ciudades costeras del Globo se encuentran en esta condición), es que existen

en los últimos años una gran cantidad de trabajos dedicados al estudio de tendencias de dicha variable en distintas capas de la atmósfera (Ramasmamy y otros, 2001; Santer y otros, 2003; Randel y Wu, 2006; Lanzante, 2007, por mencionar sólo algunos de ellos).

Dentro del análisis de series temporales, el estudio del cambio climático (o más genéricamente cambio global) presenta semejanzas y diferencias con el de variabilidad climática. En ambos casos, las escalas involucradas son de años a décadas. La diferencia radica en que, estrictamente, el sistema oscila en torno a un mismo punto de equilibrio si se habla de variabilidad, mientras que el punto de equilibrio se ha modificado cuando un cambio climático ha tenido lugar. Así, la metodología a utilizar es diferente para un caso u otro, y aunque el concepto de cambio climático no es nuevo, sólo recientemente se han empezado a detectar saltos abruptos, como los registrados en el Pacífico Norte en 1976/77 (Miller y otros, 1994) y 1989 (Hare y Mantua, 2000). Dichas señales pueden presentarse en regiones muy alejadas de las inicialmente perturbadas (Hare y Mantua, 2000, y referencias allí incluidas). El concepto de cambio climático es muy fuerte, pues en general no tiene lugar en estaciones aisladas o regiones reducidas, por lo que no puede pretenderse que una

metodología de análisis de series temporales pueda detectar de manera operativa dichos eventos. Una aproximación a la detección de saltos climáticos viene dada por la identificación de inhomogeneidades (o cambios de régimen). El método más conocido es el desarrollado por Yamamoto y otros (1986, 1987), el cual establece que una inhomogeneidad ha tenido lugar cuando el llamado cociente señal-ruido ha superado la unidad (los aspectos relacionados con el cociente señal-ruido se presentan en la próxima sección). Este método requiere de una adecuada cantidad de datos antes y después de una inhomogeneidad para que la misma sea detectada. Sin embargo, Rodionov (2004) presenta otra metodología que aparentemente no requiere de tal condición.

A fines de la década del '70, Oerlemans (1978) presentó un método destinado a la identificación de inhomogeneidades en series temporales. El mismo puede considerarse alternativo al presentado años después por Yamamoto y otros (1986, 1987), aunque este último ha tenido más repercusión en el ambiente científico por cuanto ha sido utilizado por diversos autores a lo largo de los últimos años (Vargas y otros, 1995; Minetti y Vargas, 1997, por sólo mencionar dos ejemplos). Así, la metodología de Oerlemans (1978) no ha tenido tanta repercusión aún cuando es anterior a la presentada por los autores japoneses, y a conocimiento del autor sólo ha sido aplicada recientemente en Herrera (2008). Asimismo, el más reciente de los métodos fue inicialmente divisado para ser aplicado a series temporales anuales, y sus autores no generalizan explícitamente su utilización con otro tipo de series. Este aspecto marca una de las diferencias que existe entre ambas metodologías, pues Oerlemans (1978) sí menciona que su método puede aplicarse a cualquier serie temporal. Sin embargo, esto de ninguna manera restringe el uso del método de los autores japoneses a series temporales generales, en virtud de que la esencia del mismo no radica en la periodicidad de los datos, sino en la detección de cambios más o menos abruptos por medio de análisis matemático-estadísticos,

dentro los intervalos de tiempo involucrados. Las aplicaciones pueden incluir la detección de cambios en la circulación general a través del análisis de índices representativos como la PDO (Mantua y otros, 1997) o el Dipole Mode Index (Saji y otros, 1999), o de transiciones abruptas de períodos secos a lluviosos o viceversa en una determinada región, entre muchas otras.

Santer y otros (2003) sugieren que una de las variables que puede utilizarse para la estimación de los efectos que tiene la actividad antropogénica en la atmósfera es la altura de la tropopausa. La tropopausa es la superficie que marca la separación entre la troposfera y la estratósfera. Existen varias definiciones para ella dependiendo de la coordenada vertical que se utilice. En particular, la tropopausa térmica se obtiene de manera sencilla a partir de un perfil vertical de temperatura, el cual puede ser provisto por un radiosondeo. La altura de dicha tropopausa responde a la temperatura integrada de la capa situada por debajo de ella (Yuchechen, 2009), que en términos prácticos puede traducirse como la temperatura media de la troposfera. De esta manera, las distintas variables asociadas a la tropopausa se convierten en un buen referente para el estudio del cambio global en general, se trate de inhomogeneidades o de saltos climáticos. Bajo ciertas condiciones, como la presencia de corrientes en chorro (o jets) intensas, la definición mencionada permite la presencia de tropopausas múltiples. Este es uno de los motivos por los cuales las regiones cercanas a los jets, y más específicamente las que se encuentran en el área de influencia de su flanco polar, son proclives a presentar ciclogénesis. Hoskins y Hodges (2005) muestran que la región subtropical argentina corresponde a una de ellas, de las más ciclogénicas del Hemisferio Sur. Brevemente, esto puede explicarse debido al marcado descenso que presenta la tropopausa a ambos lados del jet subtropical; cuando la intensidad del jet es la suficiente como para romper la tropopausa (en la mayoría de los casos esto se encuentra relacionado con procesos de frontogénesis en altura), la tropopausa en el flanco polar del

jet se posiciona por debajo de su altura media, y por encima de ella su contraparte en el flanco ecuatorial se curva hacia la estratósfera, permitiendo así el ingreso de aire estratosférico hacia la troposfera superior (Yuchechen, 2009). En ciertos casos, el aire estratosférico en la troposfera puede alcanzar niveles por debajo de los 500 hPa, con el potencial de desestabilizar toda la troposfera baja y, eventualmente, dar lugar a ciclogénesis (Griffiths y otros, 2000). Muchos otros mecanismos se relacionan con la presencia de tropopausas múltiples; los mismos no serán mencionados aquí debido a que el análisis que sigue se realiza sobre tropopausas simples. Sin embargo, es importante destacar que casos catalogados en este trabajo como de tropopausa simple pueden corresponder a una situación real de tropopausa múltiple y el radiosondeo sólo haya detectado una única tropopausa, por ejemplo debido a que el globo explotó o dejó de enviar información antes de alcanzar niveles superiores.

Casi por definición, una gran variabilidad de la troposfera media y alta y de la baja estratósfera se encuentra asociada a una importante variabilidad de la tropopausa. En general, en latitudes medias y subtropicales la presencia de aire estratosférico que ingresa hacia la troposfera durante eventos de tropopausas múltiples desestabiliza a la última capa, algo que ocurre con frecuencia en el sur de Sudamérica sobre dos regiones: la zona de influencia del flanco polar del jet subtropical (ya mencionada), y la Patagonia argentina, aproximadamente en los alrededores del Golfo de San Jorge, donde la mayor variabilidad viene dada por la regeneración de los sistemas que cruzan la cordillera (Hoskins y Hodges, 2005). Existen en el mundo diversas regiones donde la variabilidad de la alta troposfera/baja estratósfera es importante, y en general la presencia de un jet es una condición suficiente. Una de estas regiones se encuentra en el subcontinente indio, con una variabilidad inter-estacional muy marcada debido a la presencia del monzón. El comienzo del monzón en India continental se encuentra gobernado por el jet Somalí -un jet de capas

bajas- que da lugar a una perturbación ciclónica intensa, y a la subsecuente presencia de diversos sistemas sinópticos durante la temporada húmeda, entre mayo y octubre (Ding y Sikka, 2006). Dentro de la estación húmeda dichos sistemas, algunos relacionados con la convección profunda, proveen a la tropopausa de una gran variabilidad intra- e inter-mensual. Fuera de la temporada húmeda, el jet subtropical migra hacia latitudes más bajas (Barry y Carleton, 2001), teniendo una mayor dominancia sobre las regiones subtropicales de India.

Este trabajo se encuadra dentro un proyecto de investigación tendiente a evaluar el comportamiento conjunto de dos regiones con alta variabilidad, más precisamente el subcontinente indio y el sur de Sudamérica, teniendo como uno de sus objetivos el de establecer los distintos patrones de variabilidad conjunta, incluyendo a la tropopausa térmica como uno de los niveles a estudiar. También se prevé en el mismo el estudio de inhomogeneidades en las series temporales asociadas, y una de las preguntas que lo motivan está vinculada a la manera en la que se propagan hacia otras zonas del Globo las inhomogeneidades que puedan detectarse sobre una región proclive a la generación de ondas planetarias a través de la convección. Como paso previo, se efectuará aquí un análisis de tales inhomogeneidades en las series temporales de altura, presión y temperatura de la tropopausa térmica simple en distintas estaciones de radiosondeo ubicadas en las dos regiones mencionadas. Se utilizará la metodología de Oerlemans (1978), la cual presenta cierta flexibilidad en el manejo de parámetros asociados a la escala temporal.

2. DATOS Y MÉTODOS

Se utilizaron datos de radiosondeo efectuados sobre estaciones aerológicas del subcontinente indio y sur de Sudamérica, cubriendo el período 1973-2011. Los mismos fueron obtenidos de la base de datos del Departamento de Ciencias de la Atmósfera perteneciente a la Escuela

de Ingeniería de la Universidad de Wyoming, y son de dominio público a través del sitio web <http://weather.uwyo.edu>. Se dispone inicialmente de radiosondeos en 33 estaciones del subcontinente indio y 28 de Sudamérica. No todas las estaciones serán utilizadas en este análisis, como se verá más adelante. Normas de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) establecen que los radiosondeos deben efectuarse a intervalos regulares de tiempo, con el objetivo de que las observaciones sean simultáneas a través del Globo. Así, cualquier estación aerológica puede presentar observaciones con separación de tres horas entre sí comenzando a las 00:00 del Meridiano de Greenwich (Greenwich Mean Time, GMT), aunque en la mayoría de los casos lo más usual es que las mismas ocurran a intervalos regulares de 12 horas, presentándose observaciones a las 00:00 y 12:00 GMT. No obstante ello, en los últimos años las estaciones de la red argentina sólo efectúan observaciones para el mediodía de Greenwich.

La tropopausa térmica se calcula para cada perfil vertical por separado, aplicando la definición de la OMM. Las tropopausas calculadas fueron organizadas según la hora del sondeo correspondiente, y para cada registro se cuenta con presión, altura, temperatura, temperatura potencial e intensidad de viento. Se aplicó un proceso de selección con el objetivo de identificar y eliminar del análisis datos potencialmente erróneos, y así evitar la inclusión de valores anómalos que puedan inducir inhomogeneidades espúreas en las series. Es por ello que toda vez que alguna de las variables mencionadas se encuentra, mes a mes, fuera del intervalo comprendido entre su valor medio \pm dos desvíos estándar, el registro completo para dicha tropopausa se excluye del análisis. La base de datos consistida es utilizada para calcular valores medios mensuales de presión, altura y temperatura, sin efectuar distinción entre horas. Cuando la cantidad de faltantes consecutivos en una serie supera los 30, la estación aerológica correspondiente se excluye del análisis. Las condiciones mencionadas hacen que el número

de estaciones a utilizar se reduzca a 20. La Tabla I muestra las estaciones que cumplen con las condiciones propuestas, y la Figura 1 muestra la ubicación de las mismas. Para las estaciones de la Tabla I, la Tabla II muestra el período cubierto por los radiosondeos disponibles. La Tabla II también muestra el porcentaje de tropopausas detectadas, y la proporción de ellas que corresponde a tropopausas simples detectadas y rechazadas por el proceso de selección descripto. Un mayor porcentaje de rechazos tiene relación directa con una mayor variabilidad. Por encontrarse en una región de alta variabilidad sinóptica debido al decaimiento de los sistemas a barlovento de los Andes y posterior regeneración a sotavento (Hoskins y Hodges, 2005), la región de latitudes medias de Sudamérica presenta simultáneamente los menores porcentajes de tropopausas simples y el mayor número de rechazos.

El método utilizado se basa en Oerlemans (1978) y opera de la siguiente manera. Se tiene una serie temporal E_i de longitud N (con $1 \leq i \leq N$). Para cada punto de referencia i , se analiza una ventana temporal móvil de ancho $2n + 1$, centrada en i ($1 + n \leq i \leq N - n$), donde a la serie original se le resta su valor medio dentro de dicha ventana. Si dentro de la misma se ajustan las anomalías obtenidas a la función $f_j = \arctan(\beta j) / \arctan(\beta n)$, con β un factor de escala que afecta la curvatura de dicha función, el ruido puede estimarse a partir de la relación

$$\varepsilon_i(a_i) = \sum_{j=i-n}^{j=i+n} \frac{(E_j - a_i f_j)^2}{(2n + 1)},$$

con a_i la amplitud del cambio dentro de la ventana, y la sumatoria se calcula sobre todos los puntos incluidos en la misma. Cuando $\beta = 0$ la función f_j no tiene curvatura y se analiza tendencia lineal; es interesante notar que la función de ajuste modela una función escalón cuando $\beta \rightarrow \infty$. La Figura 2 muestra el comportamiento de f_j para $n = 10$ y tres valores distintos de β .

Una vez establecidos β y n , todos los parámetros

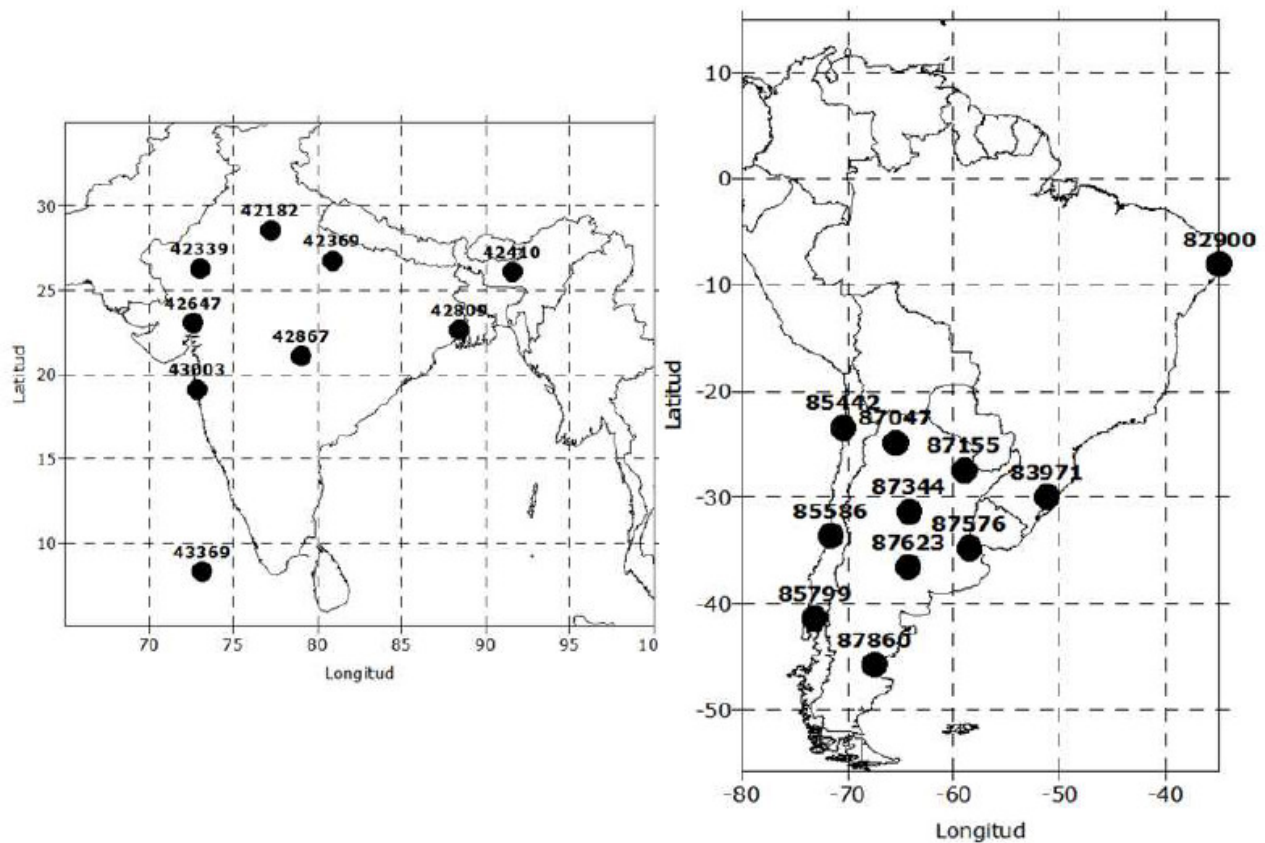


Figura 1: Ubicación de las estaciones mostradas en la Tabla 1.

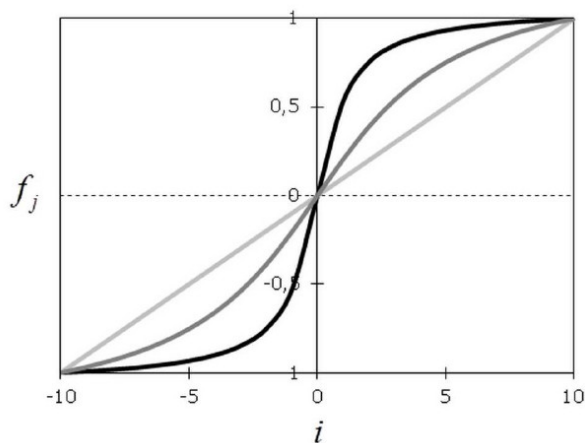


Figura 2: Comportamiento de f_j para $n = 10$ y tres valores distintos de β : 0 (gris claro), 0,25 (gris oscuro) y 1 (negro).

de $\varepsilon(a)$ son fijos para cada punto de referencia, a excepción de la amplitud a . La mejor estimación del ruido para cada ventana centrada en el punto de referencia es $\varepsilon(a_i^*)$, donde

$$a_i^* = \frac{\sum_{j=i-n}^{j=i+n} E_j f_j}{\sum_{j=i-n}^{j=i+n} f_j^2}$$

resulta de aplicar una condición de cuadrados mínimos sobre la ventana. Finalmente, el cociente señal-ruido γ_i para cada punto de referencia i puede estimarse como $\gamma_i = a_i^* / \sqrt{\varepsilon(a_i^*)}$. Por ser adimensional, los cocientes señal-ruido para cada punto de referencia pueden compararse entre sí. Los valores analizados de n se ubican entre 2 y 20, y para cada ventana el valor de β se mueve entre 0 y 50, a intervalos de 0.25 entre 0 y 5, y a intervalos de 1 entre 5 y 50. Si dentro de una ventana

Identificador OMM	Ubicación	Código OACI	Latitud	Longitud	Elevación (m)
42182	Nueva Delhi	VIDD	28°35'N	77°12'E	216
42339	Jodhpur	VJJO	26°18'N	73°01'E	224
42369	Lucknow	VILK	26°45'N	80°53'E	128
42410	Guwahati	VEGT	26°06'N	91°35'E	54
42647	Ahmedabad	VAAH	23°04'N	72°38'E	55
42809	Kolkata	VECC	22°39'N	88°27'E	6
42867	Nagpur	VANP	21°06'N	79°03'E	310
43003	Mumbai	VABB	19°07'N	72°51'E	14
43369	Minicoy	–	8°18'N	73°09'E	2
82900	Recife	–	8°03'S	34°55'O	11
83971	Porto Alegre	SBPA	30°00'S	51°11'O	3
85442	Antofagasta	SCFA	23°26'S	70°27'O	115
85586	Santo Domingo	SCSN	33°39'S	71°37'O	75
85799	Puerto Montt	SCTE	41°26'S	73°06'O	79
87047	Salta	SASA	24°51'S	65°29'O	1221
87155	Resistencia	SARE	27°27'S	59°03'O	52
87344	Córdoba	SACO	31°19'S	64°13'O	474
87576	Ezeiza	SAEZ	34°49'S	58°32'O	20
87623	Santa Rosa	SAZR	36°34'S	64°16'O	191
87860	Comodoro Rivadavia	SAVC	45°47'S	67°30'O	46

Tabla I: Estaciones utilizadas. El número de estación corresponde al asignado por la OMM; el código OACI corresponde al código de cuatro letras asignado por la Organización Aérea Civil Internacional al aeropuerto desde donde los radiosondeos son liberados. La estación 85586 es una relocalización de la 85543 (32°46'S, 71°31'O).

existe al menos un valor faltante, el cociente señal-ruido no se calcula.

Es importante conocer un valor crítico γ_c del cociente señal-ruido, de manera tal que $\gamma > \gamma_c$ pueda tratarse como una inhomogeneidad. A este respecto, Yamamoto y otros (1986, 1987) establecen $\gamma_c = 1$ de forma un tanto arbitraria, mientras que Oerlemans (1978) no precisa manera operativa alguna que permita obtenerlo. Dado que es sumamente difícil disponer de un valor teórico para γ_c , se abordará un método práctico para encontrarlo en función de los datos analizados. Es importante destacar que los

valores obtenidos no son de aplicación universal, y el proceso deberá repetirse cuando los datos se modifiquen. En vista de que γ es una función de n y de β , se postula un criterio empírico sencillo para obtener γ_c por medio de un histograma: a n fijo y para todos los valores de β mencionados más arriba, el valor de γ_c corresponde al valor máximo del intervalo de clase para el cual la probabilidad acumulada ha alcanzado un valor deseado, típicamente 95%. Los intervalos de clase utilizados para la confección del histograma tienen un ancho de 0,025 con $0 \leq \gamma \leq 10$. Así γ_c , resulta un múltiplo de 0,025, si bien los resultados mostrados han

Número OMM	Período	Sondeos disponibles	Total tropopausas	Tropopausas simples	
				Detectadas	Rechazadas
42182	2/1/1973-31/12/2011	87,64	66,86	80,65	8,42
42339	1/1/1973-31/12/2011	71,01	37,80	89,28	10,36
42369	1/1/1973-19/12/2011	76,23	46,08	88,10	9,21
42410	1/1/1973-30/12/2011	72,93	44,40	91,71	9,17
42647	1/1/1973-31/12/2011	72,52	36,45	92,79	9,13
42809	2/1/1973-31/12/2011	82,88	52,14	94,13	7,77
42867	2/1/1973-29/12/2011	78,95	41,98	94,58	7,60
43003	1/1/1973-31/12/2011	84,69	32,86	96,15	8,89
43369	2/1/1973-2/12/2011	65,28	35,37	92,37	11,06
82900	2/1/1973-31/12/2011	57,81	65,71	87,76	6,28
83971	3/1/1973-31/12/2011	75,88	77,90	63,28	8,97
85442	4/1/1973-31/12/2011	75,50	67,35	81,10	8,25
85543*	10/1/1973-4/5/2002	74,06	71,22	64,59	11,33
85586*	24/8/1999-31/12/2011	86,10	97,23	35,94	11,57
85799	24/1/1973-31/12/2011	79,95	80,38	60,69	11,71
87047	3/1/1973-31/12/2011	56,38	76,03	81,53	8,66
87155	2/1/1973-31/12/2011	70,50	76,49	75,11	8,55
87344	4/1/1973-31/12/2011	71,38	77,68	61,32	9,67
87576	1/1/1973-31/12/2011	81,45	83,55	53,20	11,41
87623	9/1/1973-31/12/2011	69,98	82,29	54,48	11,46
87860	2/1/1973-31/12/2011	68,69	87,26	53,59	12,41

Tabla II: – Porcentaje de tropopausas detectadas, simples detectadas y simples rechazadas para las estaciones mostradas en la Tabla I. La última columna representa porcentajes relativos a las tropopausas simples detectadas. Las series de las estaciones marcadas con asterisco fueron combinadas. Se muestran en negrita los porcentajes mayores a 75 %, y los menores a 10 % para datos rechazados.

sido redondeados a dos cifras decimales. Debido a la variabilidad intermensual, este criterio se aplica mes a mes. De esta forma, se obtiene un valor de γ_c dependiente del mes, de la ventana analizada, y de la variable de tropopausa considerada. Este procedimiento marca una diferencia con el método de Yamamoto y otros (1986, 1987), ya que aquí no se fija un valor para γ_c a priori, sino que se lo estima a partir de los datos a estudiar; Oerlemans (1978) tampoco incluye esta variante. La siguiente sección presenta los resultados obtenidos.

3. RESULTADOS

Se analizarán los resultados para presión, altura y temperatura solamente. Dado que Nueva Delhi presenta el porcentaje más alto de tropopausas simples detectadas en el subcontinente indio, y que Ezeiza posee el mayor porcentaje de radiosondeos disponibles de su región, la Figura 3 muestra las series temporales de altura y temperatura media de tropopausa simple para estas dos estaciones. Puede apreciarse una marcada onda anual en ambos casos. Asimismo, la relación inversa que existe entre las dos variables presentadas se hace evidente en ambas estaciones consideradas. En Nueva Delhi, los valores medios de altura

y temperatura corresponden, aproximadamente, a 15 kilómetros y -75°C , respectivamente, mientras que sobre Ezeiza estos valores se ubican en torno a los 14 kilómetros y -65°C ; tales diferencias se ponen de manifiesto en las series presentadas en vista de que altura y temperatura se encuentran más separadas para la estación india, donde la tropopausa en promedio está más alta y es más fría.

Para dos de las series de la Figura 3, la Figura 4 muestra la evolución del cociente señal-ruido. En virtud de su definición, los mínimos son coincidentes con los extremos de las series analizadas, y sus máximos se corresponden con las transiciones entre estos extremos. Además, puede observarse que, en general, distintos valores de β detectan inhomogeneidades en los mismos puntos de referencia, aunque su valor disminuye cuanto mayor es el valor que este parámetro adopta. Para altura de tropopausa en Nueva Delhi, pueden apreciarse claramente dos picos marcados, con $\gamma > 7$ en torno a 1981 y 1995, mientras que la temperatura en Ezeiza presenta dos picos bien marcados alrededor de 1984 y 2007, y otro en torno a 1999 que se detecta mejor para los valores mayores mostrados de β .

Como γ resulta de aplicar un ajuste de los datos a una función que simula una discontinuidad dentro de una ventana, cuanto mayor sea su valor mejor será el ajuste de la mencionada función dentro de la ventana y, por lo tanto, menor será el ruido, por lo que el cociente señal-ruido será mayor. Empíricamente, puede establecerse que un cambio de régimen tiene lugar cuando γ adopta un valor grande. Como ya fue mencionado, es deseable conocer el valor límite γ_c por sobre el cual γ pueda considerarse lo suficientemente grande como para estar en presencia de una inhomogeneidad para la serie analizada. A tal fin, las Figuras 5 y 6 muestran el valor de γ_c para las series de altura y temperatura de tropopausa en Nueva Delhi y Ezeiza, respectivamente. La estimación de γ_c se llevó a cabo según la metodología descrita en la sección previa, con tres valores

de probabilidad acumulada en el histograma (95 %, 97,5 % y 99 %). Puede observarse que, en general, γ_c disminuye a medida que el valor de n se incrementa, estabilizándose en $\gamma_c = 0,5$ para ventanas temporales anchas. Existe aquí un punto de discrepancia con lo establecido en Yamamoto y otros (1986, 1987) pues el valor de γ_c es dependiente de la ventana temporal y no constante, y un punto de coincidencia, ya que tiende a un valor constante para valores grandes de n , aunque dicho valor no es la unidad. Los resultados aquí obtenidos tienen mayor concordancia con los objetivos del presente análisis debido a que se asignan diferentes pesos a las distintas ventanas temporales. En otras palabras, una inhomogeneidad importante debe superar un valor mayor de γ_c para ventanas temporales más angostas, equiparando así a la variabilidad intermensual con las variabilidades de frecuencia menor. Es también interesante observar que si bien altura y temperatura se encuentran en relación inversa, los valores críticos obtenidos para ellas distan de ser coincidentes, por lo que el análisis debe efectuarse de manera separada para cada una de ellas.

Volviendo al análisis de la Figura 4 a), los dos picos máximos corresponden a noviembre de 1980 y noviembre de 1994; para dicho mes, la ventana $n = 5$ tiene un valor γ_c de 3,28, 3,40 y 3,58 para probabilidades de 95 %, 97,5 % y 99 %, respectivamente (resultados no mostrados); todos estos valores se superan en ambos casos mencionados. De esta manera, en estos dos puntos de referencia se tienen inhomogeneidades. Algo similar ocurre para la Figura 4 b), donde los tres picos máximos corresponden a mayo de 1984, diciembre de 1998 y noviembre de 2006. Para las tres probabilidades mencionadas, se muestra en la Figura 7 el valor de γ_c que corresponde a la serie de temperaturas medias mensuales de tropopausa en SAEZ presentada en la Fig. 4 b). Los tres picos máximos mencionados superan el valor correspondiente al 99 %. La ventana aquí viene dada por $n = 3$ (7 meses de ancho), y la misma puede interpretarse como una manera

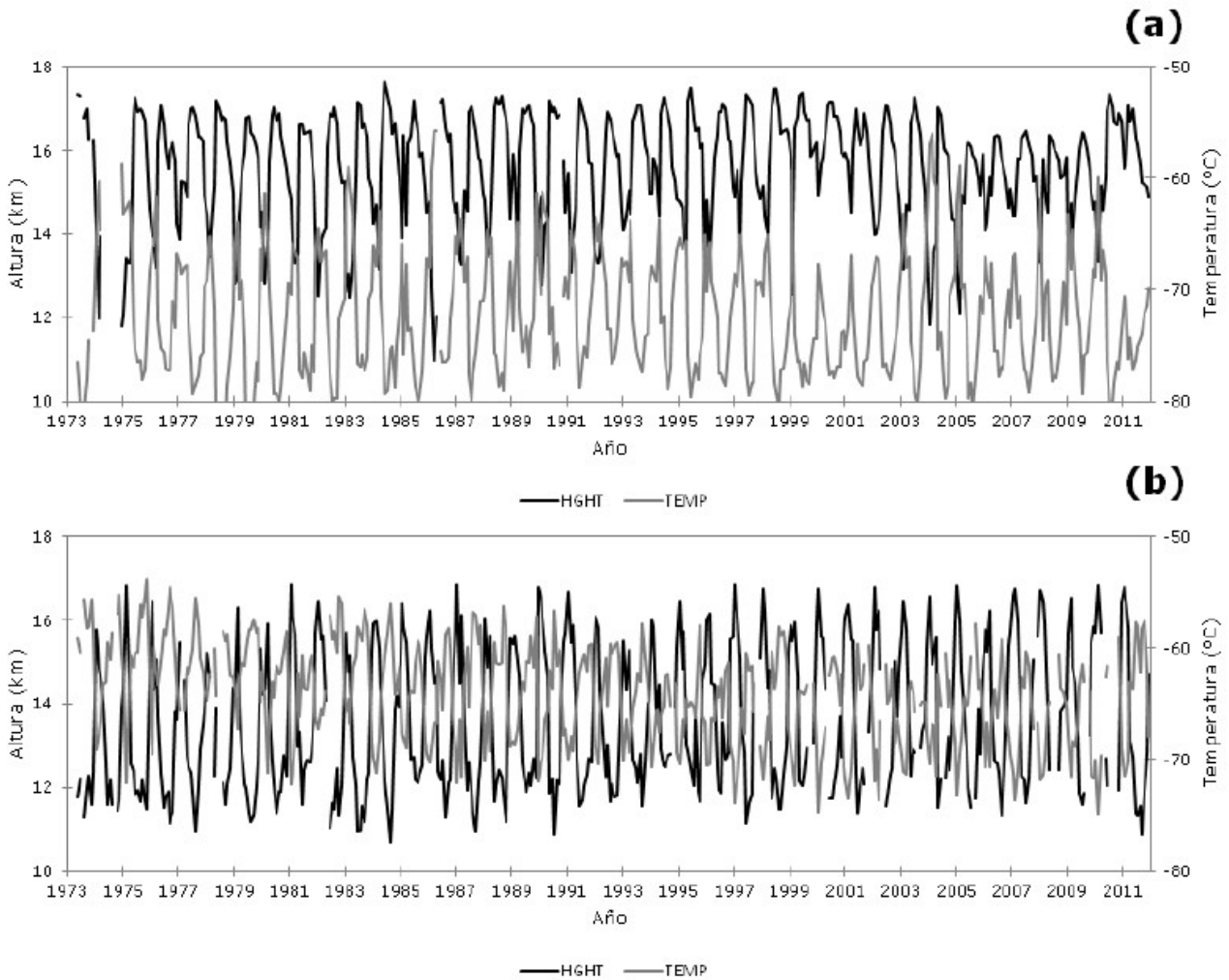


Figura 3: Series temporales de altura (HGHT) y temperatura (TEMP) media mensual de tropopausa simple en (a) VIDD y (b) SAEZ. Las escalas verticales se han mantenido para ambas estaciones.

de visualizar la variabilidad inter-estacional de la serie, comportamiento que bien puede estar relacionado con la migración del jet subtropical (JST), el cual ocupa su posición más boreal (austral) en el solsticio de verano (invierno) y es acompañado por un desplazamiento de la zona de baroclinicidad. Los máximos valores de γ_c que ocurren para meses intersolsticiales pueden estar dando cuenta del efecto que tiene el JST en los cambios de régimen entre ambas estaciones. Los mínimos valores de γ_c ocurren en febrero y septiembre. Por la manera en la que γ_c está calculado, el mismo será tanto menor cuanto más rápido se alcance el porcentaje de probabilidad acumulada deseado

en el histograma correspondiente al mes para todo β . Dicho de otra manera, un menor valor de γ_c está asociado a menor variabilidad de las transiciones que tienen lugar en dicho mes. Para la ventana elegida, que los mínimos ocurran en febrero indica que las transiciones verano-otoño son más suaves que en los meses linderos. Dicho de otra forma, cuando para un año determinado el cambio de régimen verano-otoño en SAEZ ocurre fuera de febrero, el mismo es más abrupto. Algo análogo sucede con septiembre para la transición invierno-primavera. Este tipo de análisis puede utilizarse con diferentes ventanas para estudiar el comportamiento de las series frente a fenómenos de escalas temporales

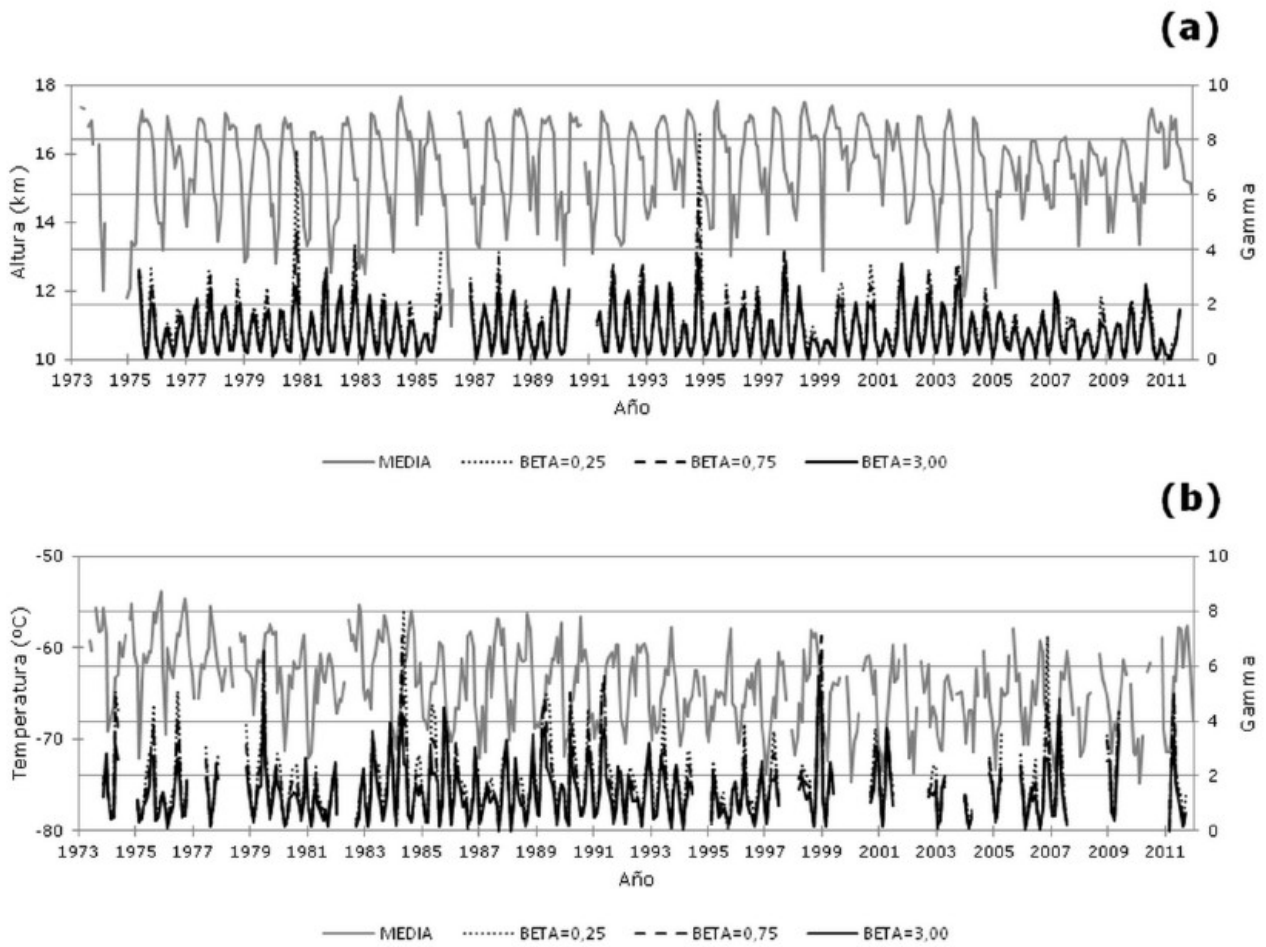


Figura 4: Series temporales de γ para (a) altura de tropopausa en VIDD con $n = 5$, (b) temperatura de tropopausa en SAEZ con $n = 3$. En ambos casos se muestran los resultados para tres valores diferentes de β .

diferentes.

Se han presentado hasta aquí las series temporales de sólo dos variables de tropopausa para dos estaciones y se han analizado los resultados obtenidos para ciertas combinaciones particulares de n y β . El método individual es muy tedioso si lo que se intenta es efectuar el mismo análisis para todas las estaciones de la Tabla I y todas las escalas temporales, por cuanto se debe estudiar cada una de las variables por separado, para diferentes ventanas y distintos valores de β . Se abordará un método alternativo para presentar los resultados, que sea de utilidad a la hora de diagnosticar la presencia

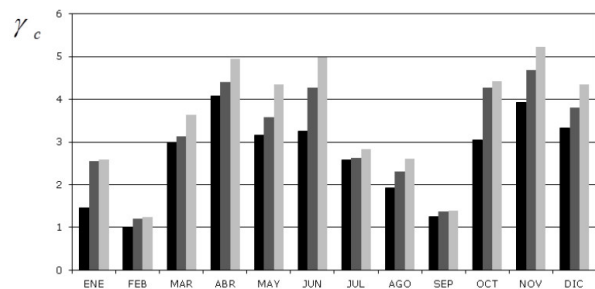


Figura 7: Valor de γ_c en función del mes para temperatura de tropopausa en SAEZ con $n = 3$ para tres valores diferentes de probabilidad acumulada: 95 % (negro), 97,5 % (gris oscuro) y 99 % (gris claro).

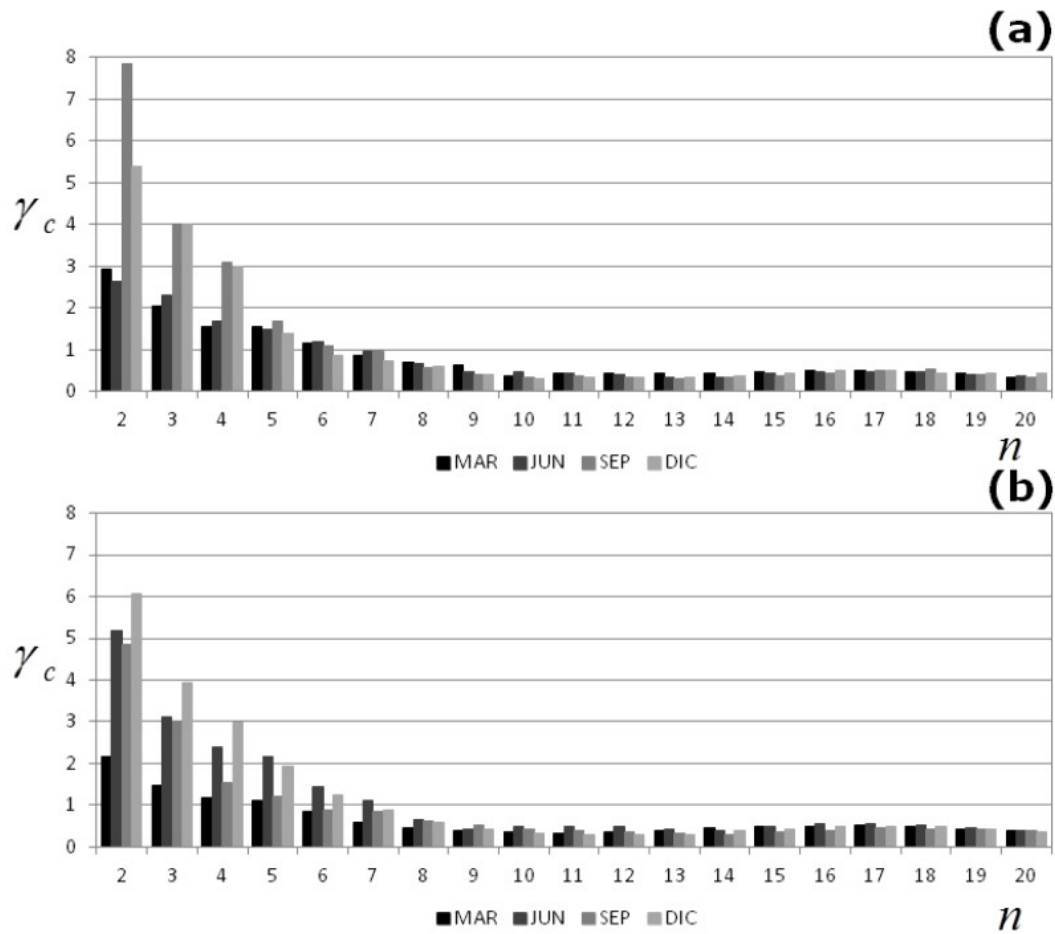


Figura 5: Valor de γ_c al 95% de probabilidad acumulada para (a) altura y (b) temperatura en VIDD para distintas ventanas con $2 \leq n \leq 20$. Se muestran los resultados para los meses de marzo, junio, septiembre y diciembre.

de inhomogeneidades (y eventualmente de saltos climáticos) de una manera más global.

Un paso previo a la detección de saltos climáticos es la identificación de puntos de referencia para los que existan inhomogeneidades, en varias variables y diferentes estaciones de radiosondeo, de una misma región si existe un salto climático regional, o de manera alterna si la señal de cambio se propaga. En cualquier caso, el valor de γ debe superar al de γ_c para diferentes ventanas que representen una escala temporal más bien larga, pues empíricamente un salto climático debe necesariamente reflejar un cambio de régimen para dichas escalas

temporales. Asimismo, para tales ventanas una inhomogeneidad tendrá un mayor carácter de salto climático cuanto mayor sea el valor de β . A tal efecto, para cada punto de referencia se contabiliza el número de veces que $\gamma > \gamma_c$ para escalas temporales que satisfagan $10 \leq n \leq 20$ pero utilizando todos los valores de β , en vista de que $\beta = 0,25$ (el mínimo valor que da curvatura a la función de ajuste f_i , cf. Fig. 2) ya representa una inhomogeneidad considerable. En el proceso se incluye a todas las estaciones de la Tabla I. De esta manera, existirán puntos de referencia en los que habrá mayor acumulación de valores excedentes. El conteo mencionado se efectúa separando las variables de presión, altura y temperatura (Figura 8). Por variable,

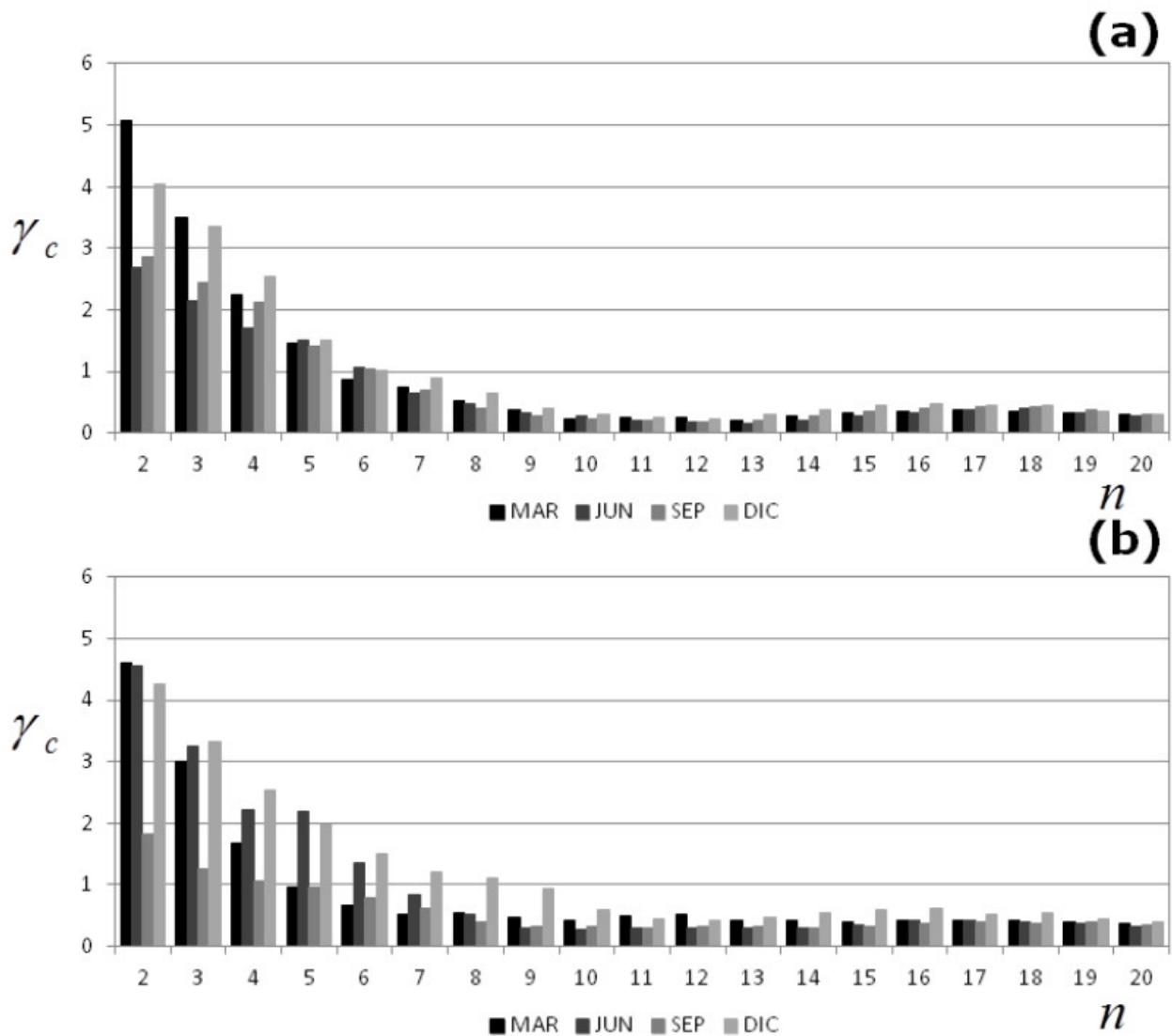


Figura 6: Ídem Fig. 5 para SAEZ.

para los puntos con máxima acumulación se toman los cinco en los que la suma de los valores de γ es máxima y se registran las estaciones que contribuyen a dichos puntos. En todos los casos el γ_c utilizado es el que corresponde al 95% de probabilidad acumulada. La Tabla III muestra los resultados obtenidos. La misma incluye más de cinco puntos de referencia debido a que se combinan en la misma los resultados de las tres variables analizadas. Puede observarse que todos los puntos de referencia mostrados incluyen inhomogeneidades en al menos dos estaciones. Asimismo, la tabla muestra dos

períodos bien diferenciados en los que tales inhomogeneidades han tenido lugar en grupos de estaciones de las dos regiones incluidas de manera bien diferenciada: otoño/invierno de 1993 en Sudamérica, y fines de 2001 en India. El primero de ellos resulta interesante por cuanto abarca a un grupo de estaciones situadas en un área aproximada que comprende las regiones tropical y subtropical de Argentina y el norte de Chile, para las que la tropopausa presenta inhomogeneidades en todas sus variables entre febrero y julio de 1993. Hoskins y Hodges (2005) incluyen a esta región como

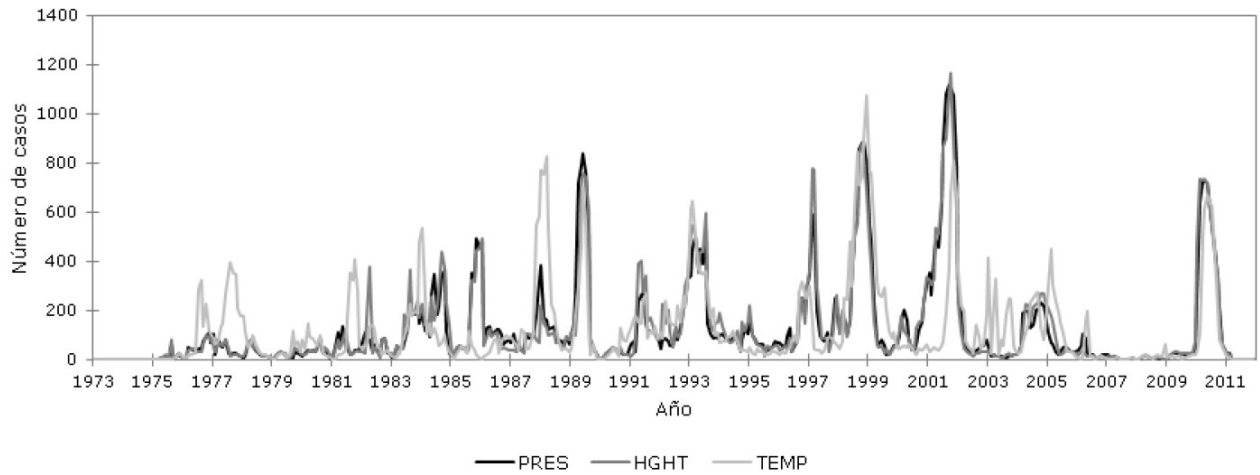


Figura 8: Número de casos en los que $\gamma > \gamma_c$ para cada punto de referencia dentro del período analizado. Los valores mostrados resultan de una composición para todas las estaciones incluidas, con $10 \leq n \leq 20$. Los valores de γ_c utilizados corresponden al 95% de probabilidad acumulada. Se muestran las tres variables estudiadas por separado.

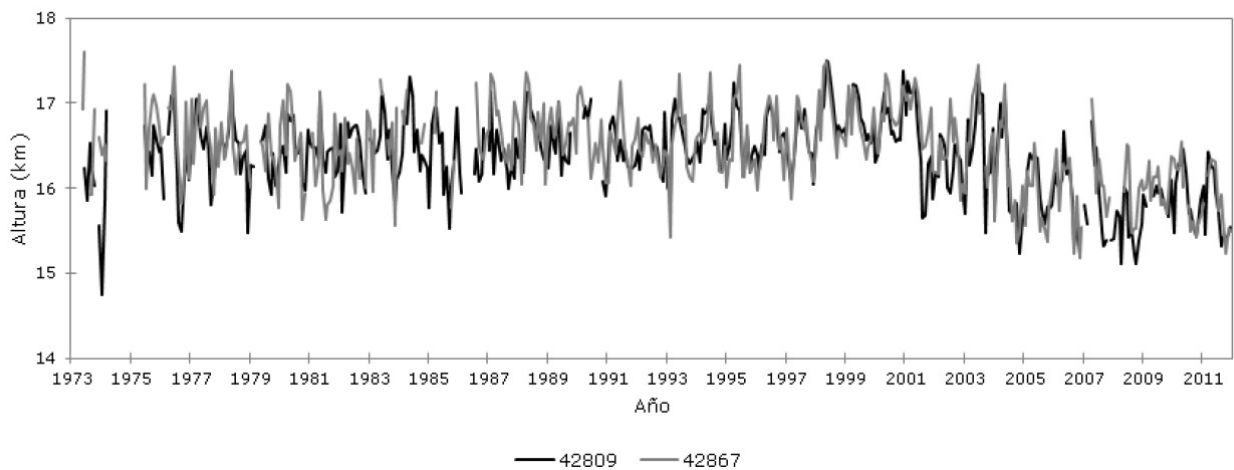


Figura 9: Altura media mensual de tropopausa sobre Kolkata (negro) y Nagpur (gris).

una de las más ciclogénicas del Hemisferio Sur, justamente debido a la presencia del jet subtropical. Dado de que la zona de viento máximo usualmente se encuentra en el nivel de la tropopausa, estos resultados sugieren que el jet mencionado pueda dar lugar a cambios de régimen permanentes. En vista de que los jets son característicos de la circulación general, su estudio puede revelar cambios de patrones de circulación relacionados a procesos de escala regional o incluso global. El segundo caso (octubre/noviembre de 2001) presenta inhomogeneidades de presión y temperatura de tropopausa en las mismas tres estaciones (Nueva Delhi, Kolkata y Nagpur) con un mes de diferencia. Así, no es necesario que una inhomogeneidad ocurra en forma simultánea sobre todas las variables de tropopausa para una misma estación, y debe permitirse cierto desfase en el análisis de cada una de ellas para tener en cuenta este tipo de casos. Estos resultados son interesantes por cuanto Kolkata se encuentra situada sobre el delta del río Ganges, en cercanías de la Bahía de Bengala y próxima a la región con máxima ocurrencia de depresiones y perturbaciones ciclónicas asociadas al monzón indio (Ding y Sikka, 2006). Para Kolkata, la tropopausa ha descendido en torno al punto de referencia mencionado, presentando tendencia negativa desde entonces (Figura 9). Los registros del Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) (Durre y otros, 2006) no muestran en el historial (disponible en <http://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/igra-metadata.txt> para todas las estaciones aerológicas que forman parte del IGRA) que Kolkata haya sufrido cambios de instrumental entre 1992 y 2004. Si a esto se suma la tendencia negativa mencionada, puede aceptarse que la inhomogeneidad detectada es real, y el hecho de que en la región la tropopausa se acerque más a la superficie indica que, como ya ha sido discutido, la troposfera es cada vez más proclive a desestabilizarse desde entonces. De ser este el caso, ello implicaría un aumento de las perturbaciones ciclónicas asociadas, sobre todo durante el período estival, lo cual tendría consecuencias serias en vista de que la región

afectada es fácilmente inundable.

4. CONCLUSIONES

La adaptación de un método de detección de inhomogeneidades presentado a fines de la década del '70 fue aplicado a series mensuales de presión, altura y temperatura de tropopausa térmica simple sobre estaciones de radiosondeo de India y Sudamérica. El mismo ha permitido detectar la ocurrencia de inhomogeneidades en cada una de las estaciones, para diferentes escalas temporales (n) y para varios factores de escala de la función de transición (β). Para las series analizadas, se han estimado los valores críticos a ser superados por el cociente señal-ruido en función del mes considerado y de n , encontrándose que los mismos difieren entre sí y no pueden suponerse constantes, presentándose ciclos que pueden relacionarse con fenómenos meteorológicos regionales, como la migración del jet subtropical en Sudamérica. Asimismo, a partir de la detección de puntos de referencia en los que la ocurrencia de inhomogeneidades es máxima, se han podido identificar posibles saltos climáticos en el subcontinente indio y en Sudamérica, a fines de 2001 y en 1993, respectivamente. Se requieren de estudios complementarios que vinculen las diferentes estaciones dentro de la región en cuestión (como por ejemplo la clasificación de campos de circulación y sus correspondientes evoluciones temporales a través de un método de clúster) para poder validar los resultados obtenidos. Para dos variables distintas, la Tabla III muestra casos de valores máximos de ocurrencia de $\gamma > \gamma_c$ en las mismas estaciones, pero con un mes de diferencia (noviembre y diciembre de 2010). Como ya fue mencionado, esto indica que las diferentes variables no se comportan de la misma manera. Este es otro punto a tener en cuenta, sobre todo a la hora de determinar la forma en la que las inhomogeneidades más importantes se propagan de una variable a la otra. Aún más interesante es el análisis de cómo las inhomogeneidades se propagan espacialmente. A tal fin, una posibilidad es efectuar el análisis permitiendo

Punto de referencia (mes/año)	Variable		
	Presión	Altura	Temperatura
02/1988			42339
			85442
			85799
			87047
02/1993			85442
			87047
			87155
			87344
03/1993	43369		85586
		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
04/1993		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
05/1993	85442		85442
		87047	
		87155	
		87344	
		87623	
06/1993		42410	
	85442		85442
		87047	
		87155	
		87344	
07/1993		42410	
		85442	
		87047	
		87344	
		87623	
10/2001	42182		42182
			42369
	42809		42809
	42867		42867
11/2001	42182		
	42809		
	42867		
12/2001			42182
			42369
			42809
			42867

Tabla III: Puntos de referencia para los que se observa un máximo de ocurrencia de $\gamma > \gamma_c$ (para $10 \leq n \leq 20$ y todos los valores de β) en las estaciones mostradas. El valor utilizado para γ corresponde al 95% de probabilidad acumulada. Los resultados se separan por variable analizada.

desfasajes entre las series involucradas. Todo esto es materia de investigación futura.

Agradecimientos: El presente trabajo fue presentado en el XI Congreso Argentino de Meteorología, y fue parcialmente financiado por los proyectos ANPCyT PICT2007-01888 y CONICET PIP 2012/14 0075. El autor agradece los comentarios de Andrés Farall y de un revisor anónimo. Las modificaciones efectuadas al artículo en base a sus observaciones han logrado una mejor presentación del contenido. Las sugerencias provistas también dan lugar a futuras investigaciones sobre los temas aquí desarrollados.

REFERENCIAS

- Barry, R. G., y A. M. Carleton, 2001: Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge. págs. 263-357
- Ding, Y., y D. R. Sikka, 2006: Synoptic systems and weather. The Asian Monsoon. B. Wang Ed., Springer Praxis, págs. 131-201
- Durre, I., R. S. Vose, y D. B. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive, *J. Climate*, 19, 1, 53-68
- Griffiths, M., A. J. Thorpe, y K. A. Browning, 2000: Convective destabilization by a tropopause fold diagnosed using potential-vorticity inversion, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 125-144
- Hare, S. R., and N. Mantua, 2000: Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989, *Progr. Oceanogr.*, 47, 103-145
- Herrera, N., 2008: Temperatura mínima y temperatura mínima interdiurna: variabilidad espacial y temporal en la región centro-norte de Argentina, Tesis de Licenciatura, Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 113 págs.
- Hoel, P. G., 1984: Introduction to Mathematical Statistics, Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics, John Wiley & Sons, Quinta edición, 435 págs.

- Hoskins, B. J., y K. I. Hodges, 2005: A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks, *J. Climate*, 18, 4108-4129
- Lanzante, J. R., 2007: Diagnosis of Radiosonde Vertical Temperature Trend Profiles: Comparing the Influence of Data Homogenization versus Model Forcings, *J. Climate*, 20, 5356-5364
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, y R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 6, 1069-1079
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, y J. M. Oberhuber, 1994: The 1976-77 shift of the Pacific Ocean, *Oceanography*, 7, 1, 21-26
- Minetti, J. L., y W. M. Vargas, 1997: Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of 15°S, *Atmósfera*, 11, 205-221
- Oerlemans, J., 1978: An Objective Approach to Breaks in the Weather, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1672,1679
- Ramaswamy, V., y otros: 2001: Stratospheric temperature trends: observations and model simulations, *Rev. Geophys.*, 39, 1, 71-122
- Randel, W. J., y F. Wu, 2006: Biases in Stratospheric and Tropospheric Temperature Trends Derived from Historical Radiosonde Data, *J. Climate*, 19, 2094-2104
- Rodionov, S. N., 2004: A sequential algorithm for testing climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09204, doi:10.290GL019448
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran, y T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean, *Nature*, 401, 360-362
- Santer, B. D., y otros: 1996: A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere, *Nature*, 382, 39-46
- Santer, B. D., y otros: 2003: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes, *J. Geophys. Res.*, 108, D1, 4002, doi:10.1029/2002JD002258
- Vargas, W. M., J. L. Minetti, y A. G. Poblete, 1995: Statistical Study of Climatic Jump in the Regional Zonal Circulation over South America, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 5, 849-856
- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. K. Sanga, y M. Hoshiai, 1986: An Analysis of Climatic Jump, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 10, 273-280
- Yamamoto, R., T. Iwashima, N. K. Sanga, y M. Hoshiai, 1987: Detection of the Climatic Jump, XIX IUGG General Assembly, 9-22 agosto, Vancouver, Canada
- Yuchechen, A. E., 2009: La tropopausa térmica en el sur de Sudamérica: climatología, variabilidad, y relaciones con la troposfera media y la baja estratósfera. Tesis de Doctorado. Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 311 págs.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.