

Análisis climático de la tropopausa mediante datos de radiosondeo



UNIVERSIDADE
DE VIGO

Juan Antonio Añel Cabanelas

Departamento de Física Aplicada
Grupo de Física de la Atmósfera y del Océano

Memoria presentada para optar al grado de

Doctor en Física

Ourense, 2007

Directores:

Luis Gimeno Presa

Laura de la Torre Ramos

Luis Gimeno Presa, Profesor Titular de Universidad del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo, y Laura de la Torre Ramos, Profesora Asociada del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Vigo,

CERTIFICAN:

que la presente memoria, titulada «Análisis climático de la tropopausa mediante datos de radiosondeo», ha sido realizada por Juan Antonio Añel Cabanelas bajo nuestra dirección en el Departamento de Física Aplicada de la Facultad de Ciencias de Ourense de la Universidad de Vigo y que constituye su tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y para que conste y en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos la presente certificación en Ourense, a 30 de mayo de 2007.

Fdo.: Luis Gimeno Presa Fdo.: Laura de la Torre Ramos

«Llegó una Serpiente emplumada y dejó un gran tesoro.»

«ildL»

Agradecimientos

Para que esta tesis haya sido posible ha sido necesario mucho trabajo por mi parte y mucha paciencia por parte de muchas otras personas, por eso es imprescindible un apartado de agradecimientos.

En primer lugar mi agradecimiento a Luis Gimeno Presa, mi director de tesis, por su apoyo, sus ideas, guía y formación en el mundo de la investigación científica. Básicamente por confiar en mí y en mi capacidad como investigador durante los últimos ocho años, que esperemos den buen fruto durante muchos más a partir de ahora.

A Laura de la Torre Ramos, codirectora de esta tesis y verdadero sostén del trabajo diario necesario para que haya llegado a buen puerto. Por hacer suyo todo mi trabajo con una supervisión constante.

A Juan Carlos Antuña, de la Estación Lídar de Camagüey, por su colaboración en gran parte del trabajo aquí expuesto.

A todos los compañeros de investigación de la Universidad de Vigo (sobre todo Julia, los Marcos, Marta y Raquel). También a toda el área que se dedica a esos fluidos de mayor densidad, la gente de océano, con especial mención a Inés y Rubén. Y, cómo no, a Higinio y también a Juan Carlos Mejuto.

A todos los compañeros de otras universidades, con especial mención al apoyo y amistad de Emiliano Hernández, Ricardo García, Pedro Ribera y David Gallego.

Con toda justicia y reconocimiento: a Dian J. Seidel y John R. Lanzante de la NOAA. No me hago una idea de la paciencia

que deben de haber necesitado conmigo. Por todos sus consejos y discusiones, siempre de gran valor para el desarrollo de esta tesis y de mis conocimientos sobre los temas tratados en la misma.

A los amigos, Manuel, Toni y a todos los locos del software libre.

A Ana, por leerse la tesis.

A toda mi familia, en especial a papá, mamá y mis hermanos.

A todos los organismos que financian mis investigaciones.

Acrónimos

AMJ: abril, mayo y junio.
CARDS: Comprehensive Aerological Reference Data Set.
CDC: Climate Data Center.
CM: confirmación a partir de metadata.
CMC: Centro Meteorológico de Camagüey.
CRU: Climate Research Unit.
CSD: confirmación a partir de series de diferencias.
DANA: depresión aislada en niveles altos.
E1: escenario 1.
E2: escenario 2.
E3: escenario 3.
ECMWF: Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo.
EFM: enero, febrero y marzo.
ENSO: El Niño / Oscilación del Sur.
FSL: Forecast Systems Laboratory.
GCOS: Sistema Global de Observación del Clima.
GTS: Global Telecommunication System.
GUAN: Global Upper Air Network.
HN: hemisferio norte.
HS: hemisferio sur.
IGRA: Integrated Global Radiosonde Archive.
IUK: Iterative Universal Kriging.
JAS: julio, agosto y septiembre.
LRT1: Lapse Rate Tropopause 1, o primera tropopausa.
LRT2: Lapse Rate Tropopause 2, o segunda tropopausa.
LRT3: Lapse Rate Tropopause 3, o tercera tropopausa.
MC: método computacional.
MIT: Massachusetts Institute of Technology.
MONADS: Monthly Aerological Data Set.
MT: múltiples tropopausas.
NAM: Modo Anular del Norte.
NCAR: National Center for Atmospheric Research.
NCDC: National Climatic Data Center.
NCEP: National Center for Environmental Prediction.
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.
OMM: Organización Meteorológica Mundial.
OND: octubre, noviembre y diciembre.
QBO: Oscilación Cuasibienal.

RAOBCORE: Radiosonde Observation Correction using Reanalysis.
RATPAC: Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate.
S187: subconjunto de 187 estaciones de IGRA.
S188: subconjunto de 188 estaciones de IGRA.
SAM: Modo Anular del Sur.
SCI: Science Citation Index.
SNHT: Standard Normal Homogeneity Test.
STE: intercambio estratosfera-troposfera.
UKMO: United Kingdom Meteorological Office.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Descubrimiento de la tropopausa	1
1.2. Definición de la tropopausa	4
1.2.1. Definición de la tropopausa térmica	4
1.2.2. Definición de la tropopausa dinámica	5
1.2.3. Definición química de la tropopausa	7
1.3. Motivación del estudio	7
1.4. Procesos físicos que determinan la altura de la tropopausa	9
1.5. Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios cli- máticos de la tropopausa	13
2. Objetivos	21
3. Datos	25
3.1. Datos de radiosondeo	25
3.2. Por qué utilizar datos de radiosondeo	25
3.3. Bases de datos de radiosondeo	28
3.3.1. Base de datos FSL	28
3.3.2. Base de datos de Parker y Cox	29
3.3.3. CARDS	29
3.3.4. MONADS	30
3.3.5. 1939-1944 Historical Upper-Air Data Set	30
3.3.6. IGRA	30
3.3.7. RATPAC	31
3.3.8. HadAT	32
3.4. Elección de la base de datos de radiosondeo: CARDS e IGRA	32
3.5. Subconjuntos de estaciones de radiosondeo	33
3.5.1. Subconjunto de Angell y Korshover	33
3.5.2. Subconjunto de Oort y Liu	34
3.5.3. Subconjunto de Wallis	34

ÍNDICE GENERAL

3.5.4. Subconjunto LKS	35
3.6. Elección de un subconjunto de estaciones: el subconjunto de Wallis	35
4. Impacto de la pérdida de informes de sondeo en IGRA sobre niveles obligatorios y estadísticas de la tropopausa	37
4.1. Marco general	37
4.2. Comparación entre datos IGRA y CMC	38
4.2.1. Datos contenidos en IGRA	38
4.2.2. Sondeo medio	38
4.2.3. Características de los valores medios de T y P en la tropopausa	41
4.3. Conclusiones	42
5. Estadísticas globales de múltiples tropopausas a partir de IGRA	45
5.1. La tropopausa en datos de radiosondeo	45
5.2. Consideraciones generales sobre los informes de tropopausa en IGRA	46
5.3. Frecuencia de informes de tropopausa en IGRA	47
5.3.1. Distribución latitudinal de frecuencia de tropopausas	48
5.4. Presión y temperatura	53
5.5. Conclusiones	56
6. Características climáticas globales en casos de múltiples tropopausas	59
6.1. Frecuencia global de múltiples tropopausas	59
6.1.1. Casos	59
6.1.2. Tendencias	63
6.1.2.1. Tendencias en la frecuencia anual global .	63
6.1.2.2. Tendencias en la frecuencia anual hemisférica	68
6.1.3. Análisis climático de la presión y temperatura de múltiples tropopausas	69
6.2. Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas	80
6.2.1. QBO	80
6.2.2. SOI	83
6.2.3. NAM/SAM	83
6.2.4. Conclusiones	85

7. Análisis de tendencias de parámetros de la tropopausa y homogeneización de datos	89
7.1. Tendencias en la presión de la tropopausa	89
7.2. El concepto de datos homogéneos	90
7.3. ¿Por qué es necesario homogeneizar los datos de radiosondeo?	93
7.4. Procedimientos de homogeneización de datos de radiosondeo	96
7.5. Metadata	96
7.6. Procedimiento de homogeneización utilizado en este trabajo	97
7.6.1. Cálculo de series de anomalías mensuales de altura de la tropopausa	98
7.6.2. Clasificación de puntos de cambio	98
7.7. Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización	99
8. Resumen, conclusiones e investigación futura	107
A. Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)	111
B. Subconjunto de estaciones de radiosondeo de Wallis	141
C. Estaciones CARDS sustituidas por estaciones IGRA	147
D. Procedimientos de homogeneización de datos de radiosondeo	151
Bibliografía	177

ÍNDICE GENERAL

Índice de figuras

3.1. Informe GTS de radiosondeo	26
3.2. Informe GTS de radiosondeo tras su decodificación	27
3.3. Estaciones incluidas en CARDS	30
3.4. Estaciones incluidas en IGRA	31
4.1. Perfiles de diferencias entre IGRA e informes manuscritos en estación.	40
5.1. Distribución latitudinal de estaciones y sondeos en IGRA.	49
5.2. Distribuciones latitudinales de porcentajes de sondeos que alcanzan 20 km, primeras, dobles y triples tropopausas. . .	51
5.3. Similar a la figura 5.2 pero teniendo en cuenta sólo los sondeos que alcanzan una elevación mínima de 20 km. . .	52
5.4. Distribución latitudinal de los valores medios de presión y temperatura para casos de MT.	54
5.5. Similar a la figura 5.4 pero teniendo en cuenta sólo los sondeos que alcanzan una elevación mínima de 20 km. . .	55
6.1. Media anual de casos de LRT1.	60
6.2. Porcentaje de dobles y triples tropopausas para S187.	62
6.3. Distribución intraanual de casos de LRT1, LRT2 y LRT3	64
6.4. Tendencia de la frecuencia mensual global de casos de LRT2 y LRT3.	65
6.5. Número total mensual de informes de LRT1 para IGRA y S187.	67
6.6. Tendencia hemisférica de la frecuencia mensual global de casos de LRT2 y LRT3.	68
6.7. Presión media estacional para tropopausa simple, doble y triple.	70

ÍNDICE DE FIGURAS

6.8.	Temperatura media estacional para tropopausa simple, doble y triple.	71
6.9.	Distribución meridional estacional de presión y temperatura de LRT1, LRT2 y LRT3.	73
6.10.	Distribución intraanual de presión y temperatura de LRT1, LRT2 y LRT3 para trópicos, extratropicos y polos.	74
6.11.	Distribución meridional estacional de presión de LRT1 y LRT2 distinguiendo entre casos de tropopausa simple, doble y triple.	75
6.12.	Similar a la figura 6.11 pero para la temperatura.	76
6.13.	Variación intraanual de ΔP_{12} , ΔT_{12} , ΔP_{13} y ΔT_{13}	78
6.14.	Patrones de presión resultantes de restar los valores de composición la misma en función del signo de QBO.	81
6.15.	Patrones de temperatura resultantes de restar los valores de composición de la misma en función del signo de QBO.	82
6.16.	Patrones de presión y temperatura resultantes de restar los valores de composición de la misma en función del signo de SOI.	84
6.17.	Patrones de presión y temperatura resultantes de restar los valores de composición de la misma en función del signo de NAM en 50 hPa.	86
7.1.	Tendencia de la presión de la LRT1 usando S187 para el período 1971-2003	91
7.2.	Tendencia de la temperatura de la LRT1 usando S187 para el período 1971-2003	92
7.3.	GUAN	94
7.4.	Método de homogeneización usado en nuestro estudio	100
7.5.	Escenario 1 del caso de aplicación del procedimiento de homogeneización.	101
7.6.	Escenario 2 del caso de aplicación del procedimiento de homogeneización.	102
7.7.	Escenario 3 del caso de aplicación del procedimiento de homogeneización.	102
B.1.	Subconjunto de estaciones de Wallis.	146
C.1.	Subconjunto de estaciones de Wallis con estaciones IGRA (S188).	149

Índice de cuadros

1.1. Clasificación de artículos incluidos en el SCI sobre tropopausa.	14
4.1. Estadísticas de altura y temperatura de niveles obligatorios para el CMC e IGRA	39
4.2. Estadísticas de informes de MT para el CMC e IGRA	43
5.1. Porcentaje de MT.	47
5.2. Porcentaje de sondeos que alcanzan altitudes de 10, 15 y 20 km	47
5.3. Porcentaje de LRT2 y LRT3 respecto al número de LRT1	48
6.1. Medias estacionales globales de LRT1	59
6.2. Tendencia de la frecuencia mensual de casos de LRT2 y LRT3.	66
7.1. Incrementos en la presión de la tropopausa y correlación con NAM en 700 hPa y 50 hPa.	104

Capítulo 1

Introducción

1.1. Descubrimiento de la tropopausa

La tropopausa es uno de los elementos clave de la estructura atmosférica. Esta capa separa la troposfera de la estratosfera, dos regiones atmosféricas que difieren significativamente en estabilidad estática, humedad, concentración de ozono y otras propiedades. Fue descubierta hace más de un siglo por Léon Teisserenc de Bort en París (Teisserenc de Bort, 1902) y Richard Assman en Berlín (Assman, 1902). En un principio la existencia de esta capa isoterma que se encuentra a una altura variable de unos 12 km fue atribuida a un error de medida inducido por la radiación (según Hoinka, 1997).

El descubrimiento de la tropopausa se encuentra claramente relacionado con el desarrollo de las técnicas de sondeo atmosférico a finales del siglo XIX, cuyo objetivo era explorar y describir el estado y perfil de la atmósfera en la vertical. En esta época tanto los globos sonda como los instrumentos de medida que estos transportaban habían sido perfeccionados suficientemente como para llevar a cabo medidas precisas de la atmósfera superior, descubriéndose entonces la capa isoterma.

Las primeras observaciones simultáneas que intentaban valorar la zona isoterma localizada en la atmósfera superior, todavía considerada como un error de medida, se realizaron en París, Berlín, Estrasburgo y San Petersburgo. Estas medidas se hicieron con distintos globos sonda y distintos aparatos de medición, debido a que el grupo de investigación alemán no confiaba en la fiabilidad de los instrumentos del equipo francés. La noche

1. INTRODUCCIÓN

del 13 al 14 de noviembre de 1896 se llevó a cabo el primer lanzamiento conjunto, que pretendía minimizar los errores de la radiación sobre los instrumentos. Paradójicamente el globo sonda francés, denominado «L'Aërophile» fue el que alcanzó mayor altura, unos 13800 m frente a los 7700 m del lanzado en Estrasburgo, 5760 m el de Berlín y 1500 m el de San Petesburgo.

En julio de 1898 Teisserenc de Bort informó a la Academia Francesa de las Ciencias de tres ascensos de globos sonda que habían sido lanzados el 8 de Junio. En este informe hablaba de «una inversión en altura (upper inversion)», dudando claramente de sus propias medidas. En 1902 volvió a presentar un informe con los resultados de 236 sondeos realizados a lo largo de varios años. La diferencia es que Teisserenc de Bort en esta ocasión ya hablaba explícitamente de una «zona isoterma» que comenzaba a una altura variable de entre unos 8 y 12 km, en función de las condiciones atmosféricas. Afirmaba que a esta altura comenzaba una zona con una tasa de decrecimiento de temperatura muy baja o incluso un ligero incremento de la misma. No fue capaz de establecer con claridad el espesor de esta zona, pero manifestó que de acuerdo a las observaciones ya realizadas parecía ser de varios kilómetros. Afirmó que estas conclusiones no concordaban con otras previas basadas claramente en un número insuficiente de evidencias. Además, añadió que la zona isoterma se localizaba en el entorno de los 12,5 km en las porciones centrales de las zonas de altas presiones y al norte de éstas, pero que descendía a 10 km en los centros de las áreas de bajas presiones.

Unos meses más tarde Assmann presentó en la Academia de las Ciencias de Berlín sus resultados, basados en tan solo 6 sondeos y cuyas conclusiones corroboraban lo ya expuesto por Teisserenc de Bort. Además Assmann afirmó que el tope de la zona isoterma se encontraba a unos 17 km.

El informe de Teisserenc de Bort a la Academia de las Ciencias de París fue considerado tan importante que fue rápidamente traducido al inglés por Abbe (1902), quien lo publicó en la revista americana *Monthly Weather Review* y al alemán por Hann (1902) en la publicación alemana *Meteorologische Zeitschrift*.

Con respecto a la terminología y definición, el fenómeno detectado fue en principio denominado «inversión en altura (upper inversion)» por tener un carácter similar a las conocidas inversiones de la atmósfera en

1.1 Descubrimiento de la tropopausa

niveles más bajos. Debido a su estructura, la zona por encima de la inversión en altura fue denominada como «capa isoterma (isothermal layer)», aunque pronto se observó que difícilmente se podía considerar como isoterma. Gold (1909) optó por la utilización del término «región isoterma (isothermal region)» propuesto por el Prof. H.H. Turner, que no inducía a pensar en un estrato definido entre dos zonas como lo hacía el concepto de capa.

La propiedad considerada más importante de esta nueva capa era por entonces su gran estabilidad hidrostática, sugiriendo que podría estar estratificada en lugar de mezclada. Ello condujo a Teisserenc de Bort a proponer el nombre de estratosfera para su descubrimiento y el de troposfera para la zona de la atmósfera que se encontraba por debajo. Teniendo en cuenta que el griego «tropos» significa «giro» la palabra significa «esfera de giro o mezcla».

Debido a que gran parte del interés se centraba en la zona que está entre estas dos capas, no pasó mucho tiempo antes de que se propusiera un nombre para ella, la «tropopausa», sugerido por Hawke y popularizado por Napier Shaw (según Hoinka, 1997). En el cuarto número del *Meteorological Glossary* (1918) se definía la tropopausa como el límite inferior de la estratosfera. Poco después también se usó el término tropopausa en el *Monthly Weather Review* en un informe (Dobson, 1920) sobre los resultados obtenidos en Europa.

En una presentación en la Academia de las Ciencias de París, Bjerknes (1920) se refirió a ella como «surface de séparation de la stratosphère et de la troposphère», mientras que en su traducción al inglés se usó el término tropopausa. En Alemania no fué utilizado hasta 1926. Previamente, Shaw (1912) («Recent papers bearing on Meteorology» 1914) había usado el término «sub-estratosfera» para definir la tropopausa como una capa de transición.

En definitiva se utilizaron múltiples nombres y expresiones fueron utilizadas para hablar de la tropopausa hasta que en 1962 la Organización Meteorológica Mundial hizo su recomendación sobre las fronteras convencionales entre todas las capas atmosféricas separadas por límites o «pausas», de forma que la estratosfera se encuentra localizada entre la tropopausa y la estratopausa (Sawyer, 1963).

1. INTRODUCCIÓN

1.2. Definición de la tropopausa

Las definiciones actualmente existentes de la tropopausa son necesariamente empíricas ya que no existe todavía un conocimiento adecuado de su naturaleza que nos proporcione una definición física (Thuburn y Craig, 2000).

La regla clásica de determinación del límite superior de la troposfera, basada en la estructura vertical de la temperatura, fue dada por primera vez por la British Meteorological Office (Dines, 1919) siguiendo instrucciones para la determinación del nivel de la tropopausa en función de la transición entre la troposfera y la estratosfera. Posteriormente se han ido adoptando de manera oficial o a través de su uso diferentes formas de definir la tropopausa. Las más comunes se exponen a continuación.

1.2.1. Definición de la tropopausa térmica

La tropopausa, siguiendo el criterio térmico, fue definida por la Organización Meteorológica Mundial (OMM) en función de la variación vertical de temperatura de la forma que sigue (WMO, 1957):

a) La «primera tropopausa» se define como el nivel más bajo para el cual la tasa de decrecimiento de temperatura (γ) disminuye a $2^\circ\text{C}/\text{km}$ o menos, teniendo en cuenta que la tasa de decrecimiento media entre este nivel y todos los niveles superiores dentro de los siguientes 2 km no supera los $2^\circ\text{C}/\text{km}$.

b) Si sobre la primera tropopausa la tasa de decrecimiento entre cualquier nivel y todos los niveles superiores dentro de 1 km supera los $3^\circ\text{C}/\text{km}$ entonces se define una segunda tropopausa por el mismo criterio que en a). Esta tropopausa puede encontrarse dentro o sobre la capa de 1 km.

Matemáticamente se puede expresar de la siguiente forma (Birner, 2006):

$$\gamma \equiv -\partial_z T$$

T : temperatura ; z : altitud

En la troposfera los movimientos turbulentos a gran y pequeña escala dan lugar a una estratificación estable débil. En este caso $\gamma \gtrsim 5\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ y por lo tanto la frecuencia de flotabilidad (N^2) suele ser tal que $N^2 \sim$

1.2 Definición de la tropopausa

$1 \cdot 10^{-4} s^{-2}$ con $N^2 = g\theta^{-1}\partial_z\theta$ donde g es la aceleración de la gravedad y θ es la temperatura potencial. Mientras, la estratosfera se encuentra fuertemente estratificada, con unos valores típicos de $\gamma \lesssim 0$ y por lo tanto $N^2 \gtrsim 4 \cdot 10^{-4} s^{-2}$. Se puede decir entonces que la tropopausa se encuentra localizada en el punto más bajo para el cual γ es inferior al umbral $\gamma_{TP} = 2K \cdot km^{-1}$, si el promedio de γ entre este nivel y todos los superiores en dos kilómetros es inferior a γ_{TP} .

La principal ventaja de esta definición es su simplicidad, ya que lo único que necesitamos conocer para determinar la tropopausa es el perfil vertical atmosférico. Además esta definición puede aplicarse a todo el planeta. Sin embargo puede dar lugar a ambigüedades debidas a la presencia de múltiples capas estables, particularmente en la cercanía de las zonas de corriente en chorro. Una desventaja adicional es que la tasa de decrecimiento no se conserva en un flujo adiabático, lo que puede dar lugar a grandes desplazamientos de la tropopausa durante cambios en la estabilidad estática por fenómenos de convergencia (Holton et al., 2003).

1.2.2. Definición de la tropopausa dinámica

La tropopausa puede ser definida basándose no sólo en los perfiles termodinámicos de la tasa de decrecimiento sino también en características dinámicas. Reed (1955) propuso una definición de la tropopausa basada en la vorticidad potencial.

La vorticiad potencial isentrópica viene dada por la expresión

$$P_\theta = -g(\zeta_\theta + f) \left(\frac{\delta p}{\delta \theta} \right)^{-1}$$

donde ζ_θ es la vorticidad relativa a lo largo de una superficie isentrópica y f el parámetro de Coriolis.

La tropopausa dinámica es entendida como una discontinuidad de orden cercano a cero en la vorticidad potencial, que separa los valores bajos de la troposfera de los valores elevados en la estratosfera. La OMM en 1986 definió la tropopausa con un valor de 1,6 PVU, donde PVU es la «unidad de vorticidad potencial» la cual es igual a $1,0 \cdot 10^{-6} km^2 kg^{-1} s^{-1}$.

1. INTRODUCCIÓN

Otros estudios sugieren valores de 1 PVU (Shapiro, 1980) y valores entre 2 y 3 PVU (Danielsen et al., 1987) como valores para la tropopausa dinámica. Hoerling et al. (1991) realizaron análisis que abarcaban desde 2 a 5 PVU y basándose en datos de enero de 1979 sugirieron un valor de 3,5 PVU utilizando como datos los del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF).

Se ha observado que la aproximación de la vorticidad potencial funciona suficientemente bien en extratropicos, mientras que en latitudes bajas no es válida debido a que falla en las regiones de vorticidad absoluta pequeña, ya que son posibles cambios de signo de la vorticidad potencial.

Hoinka et al. (1993) realizaron un estudio utilizando distintos valores umbral de vorticidad potencial y aplicando la definición térmica a datos obtenidos mediante radiosondeo y a datos del ECMWF. La mejor concordancia entre la tropopausa térmica y dinámica se daba con un valor umbral de 1.6 PVU aunque ello conducía a una tropopausa unos 30 hPa por debajo de lo normal. Para la estación centroeuropea de Munich, un estudio de Hoinka et al. (1996) muestra que la mayor concordancia de la distribución observada de presión de la tropopausa con la tropopausa dinámica se da para un valor umbral de 3,5 PVU. Esto indica que la elección de valores umbral de la vorticidad potencial a fin de localizar la tropopausa depende no sólo de la situación sinóptica, como apuntaban Hoerling et al. (1991), sino que también es función de la localización geográfica.

Una ventaja de la definición dinámica de la tropopausa es que la vorticidad potencial es una propiedad constante de una masa de aire que no está afectada por procesos no adiabáticos o fricción. Por su parte, la definición térmica permite la determinación de la altura de la tropopausa partiendo simplemente de un perfil de temperatura.

Sobre la vorticidad potencial cabe destacar que la expresión aquí expuesta en realidad corresponde a una aproximación hidrodinámica propuesta por Ertel en 1942 (vorticidad potencial de Ertel) a la cual se le suele dar erróneamente el nombre de vorticidad potencial, ya que sus dimensiones no son de vorticidad potencial. El término vorticidad potencial fue inicialmente introducido por Rossby en 1940 aparentemente como un concepto análogo al de temperatura potencial (Barry y Carleton, 2001).

1.2.3. Definición química de la tropopausa

La tropopausa también se puede definir teniendo en cuenta criterios químicos. Estudios basados en observaciones sugieren que la tropopausa marca a menudo la localización de una transición abrupta en la concentración de propiedades atmosféricas como la vorticidad potencial, pero también de especies químicas como ozono, dióxido de azufre y varios óxidos de nitrógeno (WMO, 1986). Bethan et al. (1996) utilizaron la razón de mezcla del ozono para determinar la tropopausa. Éste es en principio un criterio adecuado teniendo en cuenta que la cantidad de ozono debe conservarse y por lo tanto apropiado para distinguir entre masas de aire troposférico y estratosférico. Sin embargo este método exige una gran resolución vertical de datos de ozono y al ser la cobertura espacial de sondeos con datos de ozono muy pequeña, este criterio resulta poco útil para estudios climáticos (Zängl y Wirth, 2000).

Pan et al. (2004) llevaron a cabo un estudio sobre concentración de gases traza en la «alta troposfera-baja estratosfera» en extratropicos, comprobando que las relaciones entre diversos gases traza son mejores indicadores de la tropopausa que el ozono por sí solo.

Adicionalmente a estas definiciones Thuburn y Craig (2000) propusieron una definición de la tropopausa basada en la propiedad de la misma como separación de dos regiones con balance radiativo muy distinto.

1.3. Motivación del estudio

La tropopausa se considera muchas veces como una superficie en lugar de lo que realmente es, una capa de transición en la cual la estabilidad estática de la atmósfera sufre un cambio discontinuo, pasando de la baja estabilidad asociada a la rápida mezcla vertical en la troposfera a la alta estabilidad asociada con el lento transporte vertical en la estratosfera (Holton et al., 1995). El conocimiento y determinación de su altura de forma precisa es un tema de gran importancia.

Esta información es vital a la hora de realizar, por ejemplo, mediciones «in situ» o remotas de aerosoles, hidrometeoros o gases traza. Ésto es especialmente importante en la zona de la corriente en chorro subtropical, en la cual puede producirse intercambio troposfera-estratosfera (STE) (Pan et al., 2004), principalmente de masa, agua y gases traza. Asimismo

1. INTRODUCCIÓN

el conocimiento de su altura junto con el perfil vertical atmosférico puede resultar de gran ayuda para mejorar la precisión de otras posibles medidas.

En los últimos años algunos estudios han propuesto la posibilidad de la utilización de esta variable como un marcador de cambio climático, atribuyendo variaciones en la misma a una combinación de efectos naturales y antropogénicos (Santer et al., 2003a,b, 2004; Sausen y Santer, 2003). Dichos estudios se han basado en datos de reanálisis y modelos climáticos. Además Sausen y Santer (2003) remarcan la excepcional condición de la altura de la tropopausa para ser utilizada a tal fin, ya que tiene la propiedad de actuar como filtro natural eliminando la mayor parte de la variabilidad natural asociada con el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) (Trenberth, 1997) que hace que la interpretación de los cambios en la temperatura superficial y troposférica sea difícil.

Otros factores que hacen del conocimiento de la altura de la tropopausa una información importante son, por ejemplo, su relación con las tendencias del ozono estratosférico. de F. Forster y Tourpali (2001) relacionaron aumentos en la altura de la tropopausa en 8 localizaciones del Hemisferio Norte con la disminución en la concentración de ozono estratosférico y por tanto con su influencia sobre el balance radiativo.

Steinbrecht et al. (1998) apuntaron dos hipótesis que destacan la importancia de las variaciones en la altura de la tropopausa con respecto a las variaciones en la concentración del ozono estratosférico. La primera se basa en la posibilidad de un aumento de la altura de la tropopausa debido a un calentamiento troposférico, lo que conllevaría una elevación del ozono localizado en la baja estratosfera y por consiguiente un aumento de su destrucción fotoquímica. Ésto podría observarse en los resultados de los modelos climáticos que suelen ser más sensibles a variaciones en la concentración de ozono de la baja estratosfera, debidas a procesos fotoquímicos, y por lo tanto al enfriamiento de la baja estratosfera (segunda hipótesis).

Otro gas de efecto invernadero no despreciable es el vapor de agua. Es comunmente aceptado que la mayor parte del vapor de agua que llega a la estratosfera lo hace a través de la tropopausa tropical, siendo por lo tanto el conocimiento de las condiciones de la tropopausa tropical de gran importancia a la hora de conocer este gas en la estratosfera (Hoinka, 1999).

1.4 Procesos físicos que determinan la altura de la tropopausa

Williams (2006) estudió la influencia de la altura de la tropopausa sobre la circulación atmosférica mediante modelización, observando que para un aumento de la temperatura estratosférica y por lo tanto descenso en la presión de la tropopausa, se produciría un desplazamiento de la corriente en chorro hacia el ecuador. Concretamente obtuvo que para un aumento de 5 grados en la estratosfera se observaría una disminución en la presión de la tropopausa de 20 hPa y un desplazamiento correspondiente de la corriente en chorro de 2 grados de latitud hacia el ecuador. Asimismo llegó a describir variaciones en las posiciones de las células de Hadley y Ferrel.

1.4. Procesos físicos que determinan la altura de la tropopausa

Al hablar sobre la estructura de la atmósfera está claro el por qué debe existir un mínimo en el perfil de temperatura de la misma: el calentamiento por absorción de radiación solar es máximo en la superficie terrestre y en la estratopausa, de forma que la temperatura decrece con el aumento en la altura desde la superficie y con la disminución en la misma desde la estratopausa. En los trópicos este mínimo de temperatura se encuentra muy cerca de la tropopausa, mientras en extratropicos puede llegar a encontrarse por encima (Thuburn y Craig, 2000).

Sin embargo aún no se entiende por completo el porqué de la existencia de la tropopausa. La explicación más simple se formula en términos de un modelo radiativo-convectivo, que explica la existencia de la tropopausa en los trópicos incluso si consideramos una atmósfera que no absorbe radiación solar, pero dicho modelo no funciona en extratropicos (Thuburn y Craig, 1997).

Una explicación más realista es que el calentamiento radiativo de la superficie terrestre y de la atmósfera da lugar a una baja estabilidad estática cerca de la superficie, mientras en la estratosfera, donde la absorción de radiación solar ultravioleta por parte del ozono da lugar a un calentamiento elevado en altura, dicha estabilidad es muy elevada. La transición entre ambos regimenes es repentina en lugar de ser gradual. En latitudes bajas el factor principal parece ser la convección profunda, la cual calienta la troposfera a través de la liberación de calor latente. La tasa de decrecimiento troposférica se aproxima a la de la estabilidad neutra para

1. INTRODUCCIÓN

una atmósfera saturada (Barry y Carleton, 2001).

La literatura reciente sobre el tema también señala que la estructura de la tropopausa extratropical se ve significativamente influida por procesos de «ajuste baroclino» (Dell'Aquila et al., 2007; Egger, 1995; Haynes et al., 2001; Thuburn y Craig, 1997). Dicho ajuste baroclino consiste en mantener el estado atmosférico medio cercano al de estabilidad neutra cuando los forzamientos a gran escala tienden a un estado medio de inestabilidad baroclina.

Las superficies de temperatura potencial donde θ varía entre 300K y 340K se dan en la troposfera para latitudes bajas, mientras en latitudes altas se observan en la estratosfera. Los análisis de vorticidad potencial de estas superficies isoentrópicas muestran que en la tropopausa extratropical se pueden desarrollar vaguadas y dorsales y procesos de aislamiento de la circulación mediante la acción de perturbaciones baroclinas internas. Estas circunvoluciones transportan aire de alta o baja vorticidad potencial respectivamente hacia el ecuador o los polos. Este proceso extrae aire de alta vorticidad potencial del eje del vórtice polar estratosférico, debilitando la transición al aire de baja vorticidad potencial en la alta troposfera subtropical, dando lugar a una tropopausa más fina.

Held (1982) propuso una teoría basada en la relación entre la tasa de decrecimiento y la altura de la tropopausa que depende de un ajuste convectivo de humedad en los trópicos («restricción radiativa») y del supuesto de que la actividad de los eddies baroclinos elimina el gradiente meridional de vorticidad potencial en la baja troposfera extratropical («restricción dinámica»). El resultado es una tropopausa bastante similar a la obtenida mediante observaciones. De una manera más sencilla es fácil entender que las perturbaciones baroclinas transportan calor meridional y verticalmente, modificando por lo tanto la estructura media vertical de la troposfera extratropical, y consecuentemente la altura de la tropopausa extratropical.

Lindzen (1993) postuló una estabilización de la circulación si el gradiente de la temperatura superficial es constante. Teniendo en cuenta la longitud de onda característica de una onda baroclina inestable derivada de la estructura de la corriente en chorro, conjuntamente con la condición de onda baroclina «marginalmente estable» y la frecuencia de Brunt-Väisälä, tendremos una altura de la tropopausa similar a la de las observaciones. La teoría de Lindzen ha sido extendida por Bordi et al.

1.4 Procesos físicos que determinan la altura de la tropopausa

(2004).

Ambaum (1997) considera que la tropopausa extratropical se establece mediante un equilibrio dinámico entre el calentamiento no adiabático y el debilitamiento del vórtice. También sugiere que en latitudes medias la orografía ejerce cierta influencia reforzando los gradientes meridionales de vorticidad potencial. En latitudes altas el movimiento vertical es generalmente débil en la troposfera y en invierno la subsidencia tiende a producir una pérdida de calor en el balance radiativo. Por tanto la tropopausa polar no está bien desarrollada.

Gabriel et al. (1999) usando un modelo de dos dimensiones observaron una estabilización de la troposfera y una elevación de la tropopausa en extratropicos, lo cual coincide con las hipótesis formuladas por Egger (1995). Utilizando este modelo llegaron a la conclusión de que existe una fuerte dependencia de la altura de la tropopausa con respecto a la intensidad de la circulación estratosférica.

Barry y Carleton (2001) analizaron en profundidad la tropopausa. Si nos basamos en la definición térmica de la tropopausa (WMO, 1957), ésta se encuentra en torno a los 17-18 km en bajas latitudes, 12 km en latitudes medias y 9 km en latitudes altas. El cambio en la altitud se produce en asociación con las zonas frontales polares y subtropicales, pudiendo darse de igual modo pliegues de la tropopausa en esas zonas (Defant y Taba, 1957; Reed y Danielsen, 1959). La altura de la tropopausa está sujeta también a cambios estacionales. Nagurny (1998) realizó un estudio basándose en los sondeos de una estación a la deriva para el período 1954-91 observando que sobre el centro del Océano Ártico la tropopausa es más baja en abril (entre 8,5 km y 11 km) y más alta en agosto (9,5-11,5 km), con un mínimo secundario en noviembre y un máximo secundario en diciembre-enero.

Se puede considerar que la tropopausa actúa como una especie de barrera para el movimiento vertical en la troposfera. Físicamente es fácil de entender teniendo en cuenta que la frecuencia de flotabilidad aumenta en magnitud a través de la tropopausa, pasando de 10^{-2}rads^{-1} a valores superiores o iguales a $2 \cdot 10^{-2} \text{rads}^{-1}$. Además solamente las ondas de Rossby largas, con números de onda zonales típicos ≤ 2 , son capaces de propagarse verticalmente dentro de la estratosfera (Charney y Drazin, 1961). En consecuencia los movimientos verticales son menores por encima de la tropopausa.

1. INTRODUCCIÓN

Thuburn y Craig (1997) usaron un modelo climático global de 33 niveles para estudiar la sensibilidad de la altura de la tropopausa a variaciones en parámetros externos. Los resultados obtenidos muestran que la altura de la tropopausa tiene una fuerte dependencia de la temperatura en superficie que provoca variaciones en la distribución de humedad y consecuentemente en los efectos radiativos, siendo menos sensible a cambios en la distribución de ozono o variaciones en la rotación terrestre. Además las simulaciones que llevaron a cabo de dos tipos de ajuste baroclino no mostraban relación con la altura de la tropopausa. En un trabajo posterior Thuburn y Craig (2000) estudiaron la variación de la tropopausa en un modelo climático empleando diferentes esquemas radiativos, mostrando la influencia sobre la temperatura y el balance radiativo a la altura de la misma.

El estudio sobre la altura de la tropopausa llevado a cabo en términos de presión por Hoinka (1998) muestra que la tropopausa en el Hemisferio Sur es predominantemente zonal, mientras en el Hemisferio Norte se observa un patrón de ondas planetarias con longitudes de onda entre dos y cuatro, debido a los continentes. Sobre ambos hemisferios los gradientes meridionales más fuertes en la presión de la tropopausa se dan entre 20° y 40° de latitud. En el Ártico la altura de la tropopausa suele ser circumpolar en verano, mientras que en invierno la presión máxima (aproximadamente 300 hPa) se encuentra desplazada a 70°N a lo largo del meridiano 90°O . En la Antártida las presiones máximas se encuentran en torno a 75°S y 180° de longitud tanto en invierno como verano. Otro resultado obtenido por Hoinka (1998) es la existencia de fuertes desviaciones estándar en la presión de la tropopausa para las zonas de trayectorias de las borrascas extratropicales en el Pacífico y Atlántico.

Hoinka (1999) tras un exhaustivo estudio de estadísticas de la tropopausa global llegó a la conclusión de que las variaciones meridionales y zonales de la altura y temperatura de la tropopausa reflejan la estructura global de la corriente en chorro. Asimismo demostró que la altura de la tropopausa media global se encuentra correlacionada positivamente con su temperatura. Es relevante el hecho de que no detectase tendencias globales en la altura o temperatura de la tropopausa, mientras sí se puede observar una disminución de la razón de mezcla de vapor de agua en la tropopausa de un 10% por década, siendo ésta especialmente notable sobre el Ártico y la Antártida.

1.5 Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios climáticos de la tropopausa

Otros trabajos que han tenido una gran incidencia en los últimos años sobre la concepción de la tropopausa son aquellos que han tratado de dilucidar las relaciones existentes entre la estratosfera y la troposfera (Holton et al., 1995; Stohl et al., 2003).

1.5. Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios climáticos de la tropopausa

Si bien se puede decir que el estudio de la tropopausa ha permanecido bastante olvidado durante muchos años, siempre ha habido investigaciones que intentaban aportar algo de luz sobre esta capa atmosférica, sus características y comportamiento así como su composición, aunque la mayoría de las veces se trataba como un añadido a otro tipo de estudio en el que realmente se centraba la investigación.

Otro hecho que ha caracterizado el estudio de la tropopausa a lo largo del último siglo es que en la mayoría de los casos estos se centraban sobre zonas muy concretas del planeta, siendo pocos los estudios llevados a cabo a fin de realizar una caracterización global de la tropopausa. Por ejemplo Atticks y Robinson (1982), Seidel et al. (2001), Highwood y Hoskins (1998) y Randel et al. (2000) se han centrado en el estudio de las zonas tropicales, otros como Highwood et al. (2000) y Zängl y Wirth (2000) en los polos, y algunos estudios esporádicos en mediciones sobre la vertical de estaciones muy concretas Chakrabarty et al. (2000).

Algunos trabajos (los menos) han tratado el estudio de la tropopausa globalmente. Por ejemplo Hoinka (1998, 1999) lo hizo con datos de reanálisis para los parámetros básicos ofreciendo una climatología global de los mismos. Kiladis et al. (2001) investigaron la tropopausa y baja estratosfera desde un punto de vista intraestacional e intraanual a partir de datos de radiosondeo de algunas estaciones tropicales y reanálisis a nivel global. Sin embargo el estudio de la tropopausa a escala global a partir de datos de radiosondeo no ha comenzado hasta fechas muy recientes (Añel et al., 2007a; Seidel y Randel, 2006).

Respecto al estudio de los fenómenos de múltiples tropopausas (MT) solamente se tiene constancia de trabajos bastante antiguos (Harrison, 1971; Makhover, 1979). Muy recientemente también parece haber aumentado el interés por este fenómeno (tómense como ejemplos Añel et al., 2007a,b y Randel et al., 2007), quizás debido a su importancia a fin de

1. INTRODUCCIÓN

entender el STE.

Podemos distinguir también en cuanto a los métodos o datos utilizados para el estudio de la tropopausa. Recientemente los estudios llevados a cabo por Hoinka (1998, 1999) a partir de datos de reanálisis, Santer et al. (2003a, 2003b) también usando datos de reanálisis y modelos, así como por Seidel et al. (2001, 2006) a partir de datos de radiosondeo y Schmidt (Schmidt et al., 2006, 2005, 2004) con técnicas de radio ocultación con GPS han contribuido de forma notoria a un aumento del conocimiento y comprensión sobre la misma.

En resumen se puede afirmar que se ha observado un aumento considerable en el interés por el estudio de la tropopausa en la última década y más acentuadamente en los últimos 5 años. Muestra de ello son los datos obtenidos del «ISI Web of Knowledge» de artículos publicados sobre la tropopausa clasificados dentro del Science Citation Index (SCI) y que se pueden ver en el cuadro 1.1.

	Año de publicación	Artículos	% de 2132
1	2003	199	9,3340 %
2	2006	189	8,8649 %
3	2004	167	7,8330 %
4	2001	162	7,5985 %
5	2005	150	7,0356 %
6	2000	148	6,9418 %
7	2002	146	6,8480 %
8	1999	121	5,6754 %
9	1998	112	5,2533 %
10	1996	100	4,6904 %

Cuadro 1.1: *Clasificación de publicación de artículos sobre tropopausa catalogados SCI. El número total son 2132. Se incluyen los 10 años con mayor número de publicaciones sobre el tema, número de artículos publicados y porcentaje representado respecto al total. Fuente de los datos: «ISI Web of Knowledge».*

De igual modo en los cuadros que van a continuación se puede consultar un resumen de los quince artículos más relevantes sobre caracterización climática de la tropopausa publicados en dicho período.

1.5 Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios climáticos de la tropopausa

Randel et al. (2007)

En este trabajo se estudiaron las características de las dobles tropopausas basándose en perfiles de temperatura obtenidos con radiosondeos, datos reanalizados ERA-40 y técnicas de radio ocultación con GPS. Se obtuvo como resultado que las dobles tropopausas están asociadas con una ruptura característica de la tropopausa térmica próxima a la corriente en chorro subtropical. Asimismo se observó cómo la tropopausa en latitudes bajas se puede extender a latitudes altas, superponiéndose a la tropopausa más baja. Este comportamiento se puede extender a latitudes polares. También se observó cómo la frecuencia de ocurrencia de este fenómeno posee una fuerte variación estacional en latitudes medias del HN.

Seidel y Randel (2006)

Este estudio examinó la variabilidad de la tropopausa a escala sinóptica, mensual, estacional y multidecadal, utilizando para ello datos de radiosondeo para el período 1980-2004. Entre las conclusiones del mismo están que, a escala sinóptica y mensual, las variaciones en la altura de la tropopausa están anticorrelacionadas con variaciones de la temperatura estratosférica y correlacionadas positivamente con variaciones de la temperatura troposférica. Asimismo se encontraron tendencias positivas en la altura de la tropopausa para casi todas las estaciones analizadas.

Birner (2006)

Aquí Birner realizó una climatología de alta resolución vertical de la estructura térmica y del viento para la tropopausa extratropical. Para ello utilizó 80 estaciones de radiosondeo de los EE.UU. cubriendo el período 1998-2002.

1. INTRODUCCIÓN

Liniger y Davies (2004)

Presenta una climatología de los patrones de variabilidad de la vorticidad potencial para los meses de enero y julio, utilizando datos de reanálisis ERA-15. Como resultados obtuvieron en enero una gran heterogeneidad zonal y una estructura espacial de los patrones de variabilidad con diferencias marcadas entre el Pacífico y el Atlántico. Para julio la variabilidad de las superficies isentrópicas correspondientes a la zona estratosférica es mucho más débil, pero para las correspondientes a la zona troposférica se mantienen las regiones de variabilidad alta sobre las zonas oceánicas.

Sprenger et al. (2003)

En este trabajo se examinaron pliegues de la tropopausa utilizando datos de reanálisis ERA. El período de estudio es de un año y se aplicó para todo el globo. Obtuvieron que la distribución media estacional demuestra que los pliegues se dan preferentemente en subtrópicos, además los pliegues más importantes se suelen dar en latitudes medias durante invierno.

Randel et al. (2003)

Este estudio analizó la estructura y variabilidad de la temperatura en la tropopausa tropical. Los datos utilizados fueron obtenidos mediante técnicas de radio ocultación con GPS. Se encontraron indicios de que mecanismos como el forzamiento radiativo son de gran importancia para entender la variabilidad mensual de la tropopausa.

1.5 Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios climáticos de la tropopausa

Santer et al. (2003a)

En este trabajo se analizó la evolución temporal en la presión de la tropopausa. Para ello se usaron datos de reanálisis NCEP/NCAR y ERA que cubrían el período 1979-2000 y modelos climáticos acoplados y no acoplados. Se encontraron descensos en la presión de la tropopausa tanto en los resultados a partir de reanálisis como de modelos.

Gettelman y de Forster (2002)

Análisis en profundidad de la climatología de la tropopausa tropical a partir de medidas de radiosondas y ozonosondas. Además en este trabajo se presentó una caracterización de su balance radiativo. Entre sus conclusiones están la existencia de un ciclo anual muy marcado en la altura de la tropopausa, así como un aumento de dicha variable entre 200 m y 400 m durante los últimos 40 años.

Kiladis et al. (2001)

Estudio de la variabilidad a gran escala de la altura, presión y temperatura de la tropopausa. Los datos utilizados para el mismo fueron datos de radiosondeo y reanálisis NCEP/NCAR. Muestra cómo a escalas interanuales las fluctuaciones de la tropopausa están asociadas a la temperatura de la superficie del mar y al fenómeno de El Niño / Oscilación del Sur (ENSO), observándose un patrón ondulatorio en la tropopausa extratropical. A escalas intraestacionales se observa la influencia de la Oscilación de Madden-Julian.

1. INTRODUCCIÓN

Seidel et al. (2001)

Recoge una caracterización climatológica de la tropopausa tropical utilizando un conjunto de 83 estaciones de radiosondeo para el período 1961-1990. Asimismo, en este trabajo se calcularon, entre otros, valores medios y variaciones estacionales e interanuales de la temperatura, presión, altura y temperatura potencial. Entre sus conclusiones están que la altura de la tropopausa está directamente relacionada con la temperatura troposférica, mientras que la temperatura de la tropopausa no está asociada con las características de la troposfera, pero sí con la presión y temperatura de la baja estratosfera.

Zängl y Hoinka (2001)

Presenta un estudio de la tropopausa polar y subpolar basado en datos de reanálisis ERA para el período 1979-1993 y de radiosondeo para 1989-1993. Para el estudio se emplearon tanto el criterio térmico como el dinámico. Como resultado obtiene una posible clasificación del ciclo anual de la tropopausa polar en tres patrones distintos. También observa una relación directa entre la presión de la tropopausa y la temperatura del espesor 500 hPa -1000 hPa.

Highwood et al. (2000)

Presenta una climatología de la tropopausa ártica usando datos de reanálisis ERA y comparándolos con datos de radiosondeo. En invierno se observa la tendencia de la tropopausa a tener valores más altos de presión y temperatura en el hemisferio occidental y más bajos en el oriental, mientras en verano la situación es más simétrica zonalmente. Un resultado adicional es que las propiedades de la tropopausa ártica en invierno muestran una gran correlación con la el índice de la oscilación ártica.

1.5 Valoración histórica y perspectivas sobre los estudios climáticos de la tropopausa

Hoinka (1999)

Este estudio presenta estadísticas globales de temperatura, humedad y viento en la tropopausa, utilizando para ello datos de reanálisis ERA que cubren un período de quince años (1979-1993). Uno de los resultados más interesantes es que no se detectaron tendencias ni en la presión ni en la altura de la tropopausa pero sí una negativa en la razón de mezcla de vapor de agua sobre las regiones polares.

Highwood y Hoskins (1998)

Se muestran diferentes posibilidades de definición de la tropopausa y su aplicación a la zona tropical, todo ello basándose en datos de radiosondeo, de reanálisis y modelos. Las medias zonales revelan un ciclo anual en la tropopausa. También se observa una gran asimetría zonal, con bajas relativas de presión y temperatura en la tropopausa cerca del Pacífico occidental durante diciembre, enero y febrero y una presión muy baja sobre India durante junio, julio y agosto. Se concluye que la convección troposférica tiene una gran influencia sobre estas asimetrías.

Hoinka (1998)

Este estudio presenta estadísticas globales de presión de la tropopausa, utilizando para ello datos de reanálisis ERA que cubren un período de quince años (1979-1993). Una de las características principales de este trabajo es la evaluación de tres valores distintos de vorticidad potencial a la hora de calcular la tropopausa mediante el criterio dinámico. Asimismo se estudia la posible relación entre las variaciones en la presión de la tropopausa y el ozono estratosférico.

1. INTRODUCCIÓN

Capítulo 2

Objetivos

El objetivo general de este estudio es la caracterización climática de la tropopausa a escala global, utilizando datos de radiosondeo para calcular los parámetros más representativos de esta capa atmosférica. Estos parámetros son presión, temperatura y ocurrencia. Se ha tenido en cuenta en todo momento tanto la posible existencia de tropopausas múltiples, obteniendo en estos casos datos para cada una de ellas, como las limitaciones del tipo de datos, escogiendo el subconjunto más homogéneo posible y estudiando inhomogeneidades cuando el tipo de cálculo lo ha hecho necesario.

Para alcanzar este objetivo general, se definieron los siguientes objetivos específicos:

Análisis de la base de datos:

- Estudio de los efectos que puede tener la pérdida de datos sobre el cálculo de la tropopausa.
- Estudio de la distribución espacial y temporal de los sondeos de los que se han podido obtener datos de tropopausa.
- Cómo afecta la altura alcanzada por el sondeo en la detección de tropopausas.
- Elección del subconjunto de trabajo más idóneo.

Análisis climático de la ocurrencia de tropopausas:

2. OBJETIVOS

- Cálculo del número de detecciones de tropopausa para cada estación.
- Cálculo del tanto por ciento de veces en que esas detecciones se refieren a múltiples tropopausas.
- Estudio a escala global de la climatología y variaciones estacionales del porcentaje de múltiples tropopausas, y su relación con otros fenómenos como el chorro o la ciclogénesis.

Análisis climático de la distribución meridional de la tropopausa:

- Cálculo de la distribución latitudinal de presión y temperatura de primeras, segundas y terceras tropopausas.
- Cálculo de las variaciones estacionales.
- Comparación con los resultados de trabajos anteriores.

Análisis climático a escala global de la presión y temperatura de la tropopausa:

- Estudio de la distribución global del promedio climático de presión y temperatura de primeras, segundas y terceras tropopausas.
- Estudio de las variaciones estacionales.
- Relación con el campo de presión y temperatura de la alta troposfera y la baja estratosfera.

Análisis de la variabilidad intraanual de la tropopausa:

- Cálculo de los promedios mensuales de presión y temperatura de primeras, segundas y terceras tropopausas.
- Estudio de la evolución a lo largo del año en trópicos, extratropicos y regiones polares.
- Estudio de la evolución a lo largo del año de la diferencia de presión entre la primera y la última tropopausa.

Análisis de la variabilidad interanual de la tropopausa:

-
- Análisis de la relación entre la presión y temperatura de primeras segundas y terceras tropopausas con los modos principales de variabilidad climática que afectan a la tropopausa a escala global, a saber: la Oscilación Cuasibienal (QBO), El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), el Modo Anular del Norte (NAM) y el Modo Anular del Sur (SAM).
 - Análisis global de tendencias de presión y temperatura de primeras tropopausas, haciendo especial hincapié en los problemas que pueden causar las inhomogeneidades temporales de las series en este tipo de cálculos.
 - Desarrollo de una técnica de homogeneización de datos de radiosondeo que permita hacer análisis más fiables de tendencias y correlaciones.
 - Aplicación de la homogeneización a un subconjunto de estaciones, cálculo de tendencias y correlaciones con modos de variabilidad.

2. OBJETIVOS

Capítulo 3

Datos

3.1. Datos de radiosondeo

Estos datos se obtienen de las observaciones regulares que a lo largo de todo el planeta se realizan en las estaciones. Estas estaciones comunican las observaciones a los centros meteorológicos territoriales usando el denominado Global Telecommunication System (GTS). Un informe GTS de radiosondeo es un resumen de la observación original en la estación, el cual es codificado para su diseminación internacional según la regulación de la OMM. Los informes GTS son almacenados por los organismos responsables de cada país sin llevar a cabo ningún tipo de control de calidad (Schwartz y Govett, 1992).

La figura 3.1 muestra el informe GTS correspondiente a un sondeo realizado en Denver, Colorado, EE.UU. a las 0000 UTC del 1 de agosto de 1986. La figura 3.2 muestra los datos obtenidos tras la decodificación de dicho informe.

3.2. Por qué utilizar datos de radiosondeo

La gran mayoría de los estudios realizados en los últimos años sobre las diversas características de la tropopausa, más concretamente sobre su altura, han sido llevados a cabo utilizando datos reanalizados o modelos, así como técnicas de radio ocultación con GPS. Los resultados obtenidos por estos estudios son bastante representativos, pero como en muchos de ellos se indica, la resolución vertical de ese tipo de datos no es la suficiente para abordar un problema como el de la determinación de la altura

3. DATOS

```
72469 TTAA 51001 72469 99841 27867 32008 00080 // // // // //
85519 // // // // 70191 12056 12514 50591 07960 26032 40761
20561 28047 30967 35980 26548 25091 451// 27051 20237 555//
27055 15417 621// 26550 10664 671// 24015 88129 657// 27540
77184 27567 41521 51515 10164 00052 10194 // // // // 05009=

72469 TTBB 5100/ 72469 00841 27867 11833 25466 22700 12056
33647 08464 44621 05659 55537 03761 66513 06557 77481 10365
88459 12362 99444 13580 11367 26159 22353 28164 33278 39780
44222 519// 55129 657// 66113 637// 77100 671//=

PPBB 51000 72469 90067 32008 33508 01007 9089/ 08007 11010
91124 12012 13508 28514 9168/ 29522 26030 92013 26034 26535
29043 925// 28047 9305/ 26548 26549 9425/ 27565 26058 9504/
27540 23515=
```

Figura 3.1: Informe GTS de radiosondeo (Schwartz y Govett, 1992).

de la tropopausa (Randel et al., 2000). Todo ello aún cuando la presión de la tropopausa se clasifica como variable de alta fiabilidad y se afirma que está fuertemente afectada por las observaciones y débilmente por el modelo utilizado en la asimilación de los datos (Kalnay et al., 1996).

Asimismo Bengtsson et al. (2004a,b) observaron que los datos reanalizados tampoco son ideales a la hora de llevar a cabo estudios climáticos, ya que introducen mucha incertidumbre en el cálculo de tendencias, señalando la necesidad de un sistema de observación global realmente homogéneo a fin de calcular tendencias climáticas fiables.

De igual modo los modelos climáticos no son una de las mejores opciones para el estudio de la tropopausa dada su baja resolución vertical. Además es de sobra conocido el denominado «error de enfriamiento» (cold bias) que afecta a la mayoría de modelos climáticos, consistente en una temperatura inferior a la usual en niveles bajos en los trópicos y en la troposfera superior y estratosfera inferior en latitudes altas, así como una temperatura demasiado elevada en la baja estratosfera tropical (Johnson, 1997).

Por su parte, los datos de radiosondeo proporcionan la ventaja de contener medidas «in situ» de las distintas variables, así como una mayor resolución vertical. Algunos de los inconvenientes de los datos de radiosondeo a la hora de llevar a cabo estudios climáticos son la falta de

3.2 Por qué utilizar datos de radiosondeo

LEV	PRES	HGHT	TEMP	DEWPT	DIR	SPD
4	1000	80	32767	32767	32767	32767
4	850	1519	32767	32767	32767	32767
9	841	1611	278	108	320	8
5	833	1695	254	94	32767	32767
6	820	1828	32767	32767	335	8
6	792	2133	32767	32767	10	7
6	764	2438	32767	32767	80	7
6	737	2743	32767	32767	110	10
4	700	3191	120	60	125	14
6	687	3352	32767	32767	120	12
6	662	3657	32767	32767	135	8
5	647	3845	84	-56	32767	32767
5	621	4182	56	-34	32767	32767
6	614	4267	32767	32767	285	14
6	570	4876	32767	32767	295	22
5	537	5350	-37	-147	32767	32767
6	528	5486	32767	32767	260	30
5	513	5710	-65	-135	32767	32767
4	500	5910	-79	-179	260	32
6	488	6096	32767	32767	260	34
5	481	6211	-103	-253	32767	32767
6	469	6400	32767	32767	265	35
5	459	6571	-123	-243	32767	32767
5	444	6825	-135	-435	32767	32767
6	433	7010	32767	32767	290	43
4	400	7610	-205	-315	280	47
6	399	7620	32767	32767	280	47
5	367	8240	-261	-351	32767	32767
5	353	8520	-281	-421	32767	32767
6	323	9144	32767	32767	265	48
4	300	9670	-359	-659	265	48
5	278	10194	-397	-697	32767	32767
6	259	10668	32767	32767	265	49
4	250	10910	-451	32767	270	51
5	222	11696	-519	32767	32767	32767
4	200	12370	-555	32767	270	55
6	187	12801	32767	32767	275	65
8	184	12945	32767	32767	275	67
6	161	13716	32767	32767	260	58
4	150	14170	-621	32767	265	50
7	129	15091	-657	32767	275	40
6	126	15240	32767	32767	275	40
5	113	15898	-637	32767	32767	32767
6	103	16459	32767	32767	235	15
4	100	16640	-671	32767	240	15

LEV: level type (4=mandatory, 5=significant, 6=wind, 7=tropopause, 8=max wind, 9=surface; 32767 denotes missing or unreported value)

Figura 3.2: Informe GTS de radiosondeo tras su decodificación (Schwartz y Govett, 1992).

3. DATOS

homogeneidad temporal en las series de datos así como la falta de homogeneidad espacial en la distribución de los sondeos a lo largo del planeta.

Dada la mayor idoneidad de los datos de radiosondeo para el tipo de estudio que se propone en este trabajo, intentaremos solventar los problemas típicos de este tipo de datos mediante la aplicación de metodologías que aseguren la homogeneidad temporal y espacial y, consecuentemente, la representatividad de los resultados obtenidos.

3.3. Bases de datos de radiosondeo

Las radiosondas y los datos que éstas proporcionan fueron en un principio concebidos con un fin: el estudio de las propiedades de la atmósfera en la vertical. Posteriormente el objetivo principal del establecimiento de una red mundial de observación de la atmósfera mediante radiosondeos ha llegado a ser la monitorización meteorológica. Ésta es quizás la razón fundamental para la falta de controles de calidad o incluso la dejadez que se ha tenido en el almacenamiento de los datos de radiosondeo a lo largo de los años.

En las últimas décadas, con la toma de conciencia de la importancia de los datos de radiosondeo y su posible utilidad en investigación climática, han surgido diversas iniciativas para crear distintas bases de datos que los contengan de una manera organizada y con la mayor cobertura posible, tanto espacial como temporal.

Muchas de estas bases de datos han nacido con un fin muy concreto, como proveer datos para una investigación en particular, por lo que en muchos casos son limitadas tanto espacial como temporalmente.

3.3.1. Base de datos FSL

Creada por el Forecast Systems Laboratory (FSL) esta base de datos de radiosondeo acumula datos desde 1946 para América del Norte. Las fuentes de datos del FSL son informes GTS y los datos del National Climatic Data Center de los EE.UU. (NCDC) almacenados en el National Center for Atmospheric Research (NCAR) correspondientes a informes GTS decodificados. Debido al objetivo con el cual fue concebida dicha base de datos, la investigación de la troposfera y la baja estratosfera, los datos de niveles superiores al de 100 hPa no están incluidos en la

misma. Una amplia descripción de esta base de datos se puede encontrar en Schwartz y Govett (1992).

3.3.2. Base de datos de Parker y Cox

Se trata simplemente de unas 800 estaciones procedentes de la base de datos de la United Kingdom Meteorological Office (UKMO), de las cuales unas 700 disponen de más de 20 años de datos desde 1950. Parker y Cox (1995) proporcionan una descripción detallada de la misma. Para su creación se tuvieron en cuenta las inhomogeneidades típicas de los datos de radiosondeo y se aplicaron entre otras técnicas de control comprobaciones hidrostáticas y de cizalladura del viento, comparación con las estaciones más próximas, comparación con análisis de modelos operacionales, comparación entre datos de distintos países, modelización termodinámica de la radiosonda, combinación de datos de estaciones y uso de metadata.

3.3.3. CARDS

El «Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS)» (Es-kridge et al., 1995) fue un proyecto del National Climatic Data Center (NCDC) de EE.UU. y el All-Union Research Institute of HydroMeteorological Information de Rusia. El propósito de dicho proyecto era reunir una base de datos de radiosondeos diarios de alta calidad, que resultaran útiles para la investigación climática. Al mismo tiempo CARDS pretendía identificar errores en los datos de sondeo y corregirlos mediante avanzados controles de calidad.

CARDS ha sido una de las bases de datos de radiosondeo más completas y utilizadas durante la última década. Contenía datos de más de 2500 estaciones reunidos a partir de unas 20 bases de datos de radiosondeo independientes. El principal problema de la base de datos CARDS residía en el elevado número de errores que se detectaron en ella. Entre otros sondeos duplicados, fallos en el formato de los datos, así como en los códigos de estación y en las horas de observación para una de las principales fuentes de información de CARDS para las décadas de 1950 y 1960, los provenientes del Massachusetts Institute of Technology (MIT) proporcionados por NCAR (Durre et al., 2006).

3. DATOS

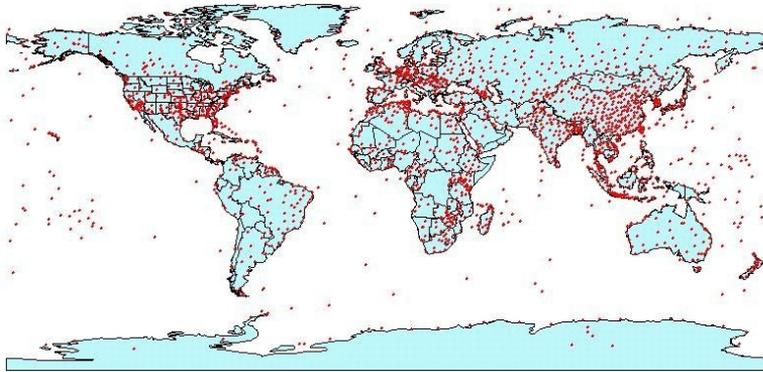


Figura 3.3: Estaciones incluidas en CARDS (imagen obtenida de la antigua página web de CARDS).

3.3.4. MONADS

El «Monthly Aerological Data Set (MONADS)» (Sterin y Eskridge, 1998) es una base de datos derivada de CARDS. Los datos contenidos en esta base son estadísticas mensuales de los parámetros en CARDS, siendo por tanto el conjunto de estaciones que lo conforman y la longitud de las series idénticas a CARDS.

3.3.5. 1939-1944 Historical Upper-Air Data Set

Creado con el fin de estudiar la circulación de la alta troposfera y la baja estratosfera para el período 1939-1944, esta base recoge datos de temperatura y altura geopotencial para más de 26500 radiosondeos individuales y 1750 sondeos medios mensuales para el Hemisferio Norte correspondientes al período mencionado. La fuente de los datos y una más amplia información sobre ellos, incluidos procedimientos de corrección de errores aplicados a los datos originales, están descritos en Brönnimann (2003).

3.3.6. IGRA

El «Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)» es una base de datos del NCDC. Desarrollada recientemente (Durre et al., 2006) nace con la finalidad de sustituir a CARDS.

3.3 Bases de datos de radiosondeo

IGRA está compuesto por más de 1500 estaciones repartidas por todo el planeta y con períodos de observación variables, existiendo incluso observaciones para 1938, y llegando en la mayoría de los casos hasta la actualidad. Los datos contenidos en IGRA provienen de 11 fuentes distintas y son sometidos a un riguroso control de calidad para asegurar que no incluyen errores.

IGRA es actualizada diariamente con los datos propios del día anterior y también tiene disponibles archivos de medias diarias.

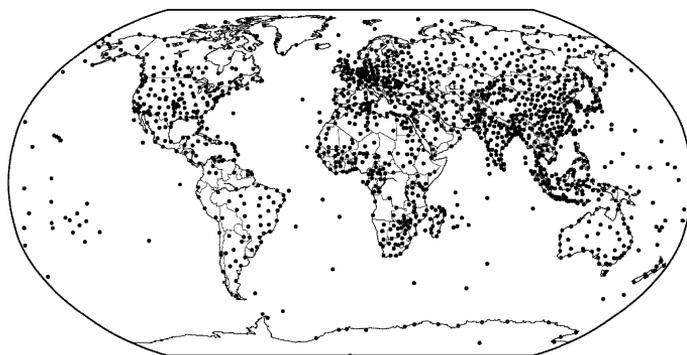


Figura 3.4: *Estaciones incluidas en IGRA (Durre et al., 2006).*

3.3.7. RATPAC

El «Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC)» (Free et al., 2005) es un proyecto conjunto de varios científicos de la National Oceanic and Atmospheric Administration de los EE.UU. (NOAA). Dicha base de datos consiste en series de anomalías mensuales de temperatura para un conjunto de 87 estaciones con cobertura global, descrito en Lanzante et al. (2003a) y Lanzante et al. (2003b). Los datos contenidos en RATPAC han sido sometidos a procedimientos de homogeneización. La fuente original para esta base de datos son otras dos ya existentes: CARDS e IGRA.

3. DATOS

3.3.8. HadAT

«HadAT» (Thorne et al., 2005) es la evolución de un conjunto previo conocido como «HadRT» (Parker et al., 1997). Formado por 676 estaciones, abarca un período de datos desde 1958 a 2002. Los datos que conforman «HadAT» son series temporales de anomalías de temperatura de nueve niveles obligatorios entre 850 y 30 hPa. La fuente original de los datos contenidos son los informes CLIMAT TEMP (Parker y Cox, 1995) y MONADS (Sterin y Eskridge, 1998).

3.4. Elección de la base de datos de radiosondeo: CARDS e IGRA

A la hora de escoger la base de datos de radiosondeo sobre la cual realizar nuestros cálculos se han tenido en cuenta varios criterios:

- cobertura espacial: el trabajo presentado trata de abarcar un estudio global de parámetros de la tropopausa, con lo cual la base de datos a utilizar debe proporcionar un número de estaciones suficiente y con la mejor cobertura posible para todo el planeta.
- Cobertura temporal: al tratar de observar tendencias en parámetros de la tropopausa desde un punto de vista climático, dicha base de datos debe poseer estaciones con una longitud de las series temporales que permita abordar tal fin.
- Variables incluidas en la base de datos: debido a las características propias de este trabajo, la disponibilidad en la base de datos con el mayor número posible de variables medidas por la radiosonda es de gran importancia.
- Calidad de los datos: los datos de radiosondeo son un tipo de dato generalmente no procesado y que por lo tanto presenta grandes dificultades de cara a su uso en investigación climática. El hecho de que una base de datos proporcione sus propios controles de calidad y de detección de posibles errores en los datos originales es muy importante.
- Acceso a los datos: las bases de datos muchas veces no son de libre acceso, y en muchas ocasiones ni siquiera se encuentran disponibles para su compra. El hecho de poder adquirir los datos o acceder a ellos a través de un servidor de almacenamiento de manera gratuita es un factor a tener en cuenta.

3.5 Subconjuntos de estaciones de radiosondeo

Todos estos hechos son los que nos han llevado a elegir en un primer momento la base CARDS para llevar a cabo este trabajo, obteniendo algunos resultados como los expuestos en Añel et al. (2006). Posteriormente y según se ha ido trabajando con dicha base de datos se detectaron varios fallos en la misma, algunos de los cuales fueron en su momento notificados a través de la página web de CARDS y otros que no habían sido observados previamente y que se comunicaron a los responsables del proyecto.

Esto llevó a modificar la elección de base de datos. Tras las primeras versiones disponibles de IGRA y teniendo en cuenta las virtudes de esta nueva base de datos se tomó la decisión de usar ésta y recalcular todos los parámetros de nuevo con sus datos en lugar de utilizar CARDS. El conjunto completo de estaciones incluidas en IGRA se puede consultar en el apéndice A.

En cualquier caso se podría haber llevado a cabo un estudio más en profundidad del impacto sobre los resultados de la elección de la base de datos. De todos modos no parece ser necesario si tenemos en cuenta los resultados previamente obtenidos por Gaffen et al. (2000) en los cuales se observaba que la sensibilidad de la tendencia de la temperatura en función de la base de datos (tras una comparación de CARDS y datos CLIMAT TEMP) es inferior a $0,1 \text{ }^\circ\text{C/década}$.

3.5. Subconjuntos de estaciones de radiosondeo

Es usual en investigación climática cuando se trabaja con datos de radiosondeo, para una zona geográfica extensa o más comunmente para todo el globo, utilizar subconjuntos de estaciones. Es decir, en la práctica sería muy poco útil usar para una zona todas las estaciones disponibles, ya que podrían darse casos de estaciones (y por lo tanto de datos) redundantes o de series de datos que simplemente no cumplen unos criterios mínimos de longitud o homogeneidad.

A continuación se exponen algunos de los subconjuntos de estaciones de radiosondeo más utilizados para investigación climática.

3.5.1. Subconjunto de Angell y Korshover

Propuesto inicialmente por Angell y Korshover (1975) y posteriormente utilizado en múltiples investigaciones. Contiene 63 estaciones cuidadosamente seleccionadas pero bastante dispersas, las cuales cubren 7 bandas

3. DATOS

de latitud: 60° - 90° , 30° - 60° , 10° - 30° tanto para el Hemisferio Norte como para el Sur y otra entre 10° N- 10° S. Con tan solo 9 estaciones por banda, existen grandes zonas de superficie terrestre no representadas aunque el hecho de estar formado por un mismo número de estaciones por banda sin dar más importancia a unas que a otras hace de éste un subconjunto muy útil para calcular tendencias climáticas. Sin embargo teniendo en cuenta la distribución de estaciones preferentemente hacia las zonas continentales, es inevitable la existencia de zonas oceánicas no representadas (Wallis, 1998).

Trenberth y Olson (1991) llegaron a la conclusión de que este subconjunto es razonablemente adecuado para estudiar variaciones hemisféricas y globales de temperatura en altura. Gaffen (1994) estimó que aproximadamente el 43% de los datos de éste subconjunto contiene inhomogeneidades significativas.

3.5.2. Subconjunto de Oort y Liu

Propuesto por Oort y Liu (1993). Este subconjunto lo componen entre 700 y 800 estaciones y el criterio para la inclusión de cada una de ellas es distinto en función de que las observaciones sean anteriores o posteriores a 1973. Se exige que una estación disponga de un mínimo de 10 días por mes con observaciones que alcancen 500 hPa antes de 1973. Posteriormente a 1973 se exige que el número mínimo de observaciones sea de 15. La distribución espacial no es tenida en cuenta, pero las observaciones son ponderadas a fin de que sean representativas de igual área.

3.5.3. Subconjunto de Wallis

Diseñado por Wallis (Wallis, 1998), parte de la base de datos CARDS. El objetivo es la obtención de un subconjunto de estaciones de radiosondeo que de la mejor cobertura espacial y temporal posible para estudios de tendencias de temperatura o vapor de agua. Todo ello se llevó a cabo valorando el contenido de las series de datos y la representatividad espacial de cada estación.

El resultado es un subconjunto formado por 188 estaciones que contiene algunos períodos de datos perdidos y algunas zonas de superficie terrestre sin representar, pero con una cobertura optimizada.

3.6 Elección de un subconjunto de estaciones: el subconjunto de Wallis

3.5.4. Subconjunto LKS

Se trata de un subconjunto formado por 87 estaciones, todas contenidas en el Sistema Global de Observación del Clima (GCOS), de las cuales 48 están también incluidas en el subconjunto de 63 estaciones previamente utilizado por Angell (1988). El trabajo original en el cual se describe (Lanzante et al., 2003a,b) muestra una metodología completa de homogeneización de datos de radiosondeo. Este subconjunto se construyó con el fin de minimizar el número de estaciones pero manteniendo una representatividad razonable para todo el globo y con series lo más largas posibles.

3.6. Elección de un subconjunto de estaciones: el subconjunto de Wallis

Tal y como se deriva de trabajos previos sobre homogeneidad de series de datos en estudios climáticos, y como se verá en el próximo capítulo de esta memoria, la homogeneidad espacial de un subconjunto de estaciones es incluso más importante que la homogeneidad temporal de las series de datos.

Una elección acertada parece ser el subconjunto de Wallis (apéndice B), puesto que asegura una optimización entre la homogeneidad temporal y espacial. Pero en este punto presenta un pequeño problema, el hecho de que el subconjunto de Wallis está calculado tomando como datos de entrada los contenidos en la base CARDS, mientras que en parte de este estudio también se utiliza IGRA. Tras realizar una valoración previa se obtuvo que tan solo 6 estaciones de las 188 incluidas en el subconjunto de Wallis están presentes en CARDS y no en IGRA. En este punto se tomó la decisión de usar el subconjunto de Wallis en este trabajo, tras sustituir las estaciones no presentes en IGRA por las más cercanas en la base de datos a las mismas. Las estaciones a sustituir y las sustituidas se muestran en el apéndice C.

Más tarde se detectó que de las seis estaciones escogidas de IGRA, dos presentaban series de datos con períodos bastante cortos y se examinó la posibilidad de encontrar una estación cercana con una serie de datos más larga y por tanto susceptible de ocupar el lugar de cada una de ellas en el subconjunto. Al subconjunto resultante tras este ajuste se le denomina para su uso en el resto del presente estudio como S188. Además una de estas dos estaciones sustituidas posteriormente se consideró que debido a

3. DATOS

su extremadamente corto período de datos no era suficientemente representativa en comparación con el las 187 estaciones restantes, con lo cual se tomó la decisión de eliminarla del subconjunto S188 para los cálculos posteriores, quedando el subconjunto que aquí denominaremos S187. Todos los datos sobre dichas estaciones se pueden comprobar en el Apéndice C.

Capítulo 4

Impacto de la pérdida de informes de sondeo en IGRA sobre niveles obligatorios y estadísticas de la tropopausa

4.1. Marco general

Una primera evaluación tras la selección de la base de datos a utilizar para este trabajo debería ser la comprobación de que los datos contenidos en ella, y por lo tanto los resultados que se puedan obtener con los mismos, no estén influidos por posibles pérdidas de información en la base de datos con respecto a los datos originales de sondeos en la estación.

Para llevar a cabo esta comprobación se eligió la estación de Centro Meteorológico de Camagüey (CMC) en Cuba (código de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) de la estación: 78355), una estación contenida en IGRA, perteneciente a la región IV del la OMM, y de la cual además se disponía de la información completa de los sondeos llevados a cabo en la misma. Tras una comprobación previa se observó que para el período 1981-1988, aproximadamente el 40 % de los sondeos llevados a cabo en la estación no se encuentra presente en IGRA. Esto la convierte en un caso idóneo de estudio, puesto que además reúne las dos peores características que condicionan la validez de una serie de datos para un estudio climatológico según Kidson y Trenberth (1988): el caso de un muestreo de datos aleatorio y de la existencia de bloques enteros de datos perdidos.

4. IMPACTO DE LA PÉRDIDA DE INFORMES DE SONDEO EN IGRA SOBRE NIVELES OBLIGATORIOS Y ESTADÍSTICAS DE LA TROPOPAUSA

Nuestro principal objetivo es evaluar el impacto de los datos perdidos sobre los valores medios de altitud y temperatura en niveles obligatorios. Además evaluamos el impacto de los datos perdidos sobre la presión y temperatura medias para los casos de múltiples tropopausas (MT), debido a su especial importancia de cara a los capítulos siguientes de este trabajo.

4.2. Comparación entre datos IGRA y CMC

4.2.1. Datos contenidos en IGRA

Una revisión en mayor profundidad de los datos contenidos en IGRA para los sondeos del CMC nos permite observar la inexistencia de datos para 1981, mientras que según los informes disponibles (Antuña y Aroche, 1992; Antuña et al., 1991) un total de 248 sondeos fueron llevados a cabo a las 12 UTC en dicho centro a lo largo de ese año. Para el período 1982-1988 un total de 886 sondeos a las 12 UTC están incluidos en IGRA, lo que representa algo menos del 60 % del número total de sondeos llevados a cabo en la estación entre 1981 y 1988.

Esta falta de datos en IGRA es debida probablemente a la no transmisión de informes y a problemas encontrados durante los procedimientos de codificación y decodificación de datos. Esto se puede ver agravado para el caso de los informes de tropopausa, ya que es posible que no todos los valores de la misma hayan pasado los controles de calidad llevados a cabo para la generación de IGRA (Durre, 2006; comunicación personal).

4.2.2. Sondeo medio

El cuadro 4.1 (página 39) muestra la altura y temperatura medias, así como las desviaciones estándar y número de casos para cada nivel obligatorio. Los datos disponibles de altitud y temperatura en IGRA para esta estación, en comparación con el número total de sondeos llevados a cabo en la misma durante el período 1981-1988, abarcan desde el 40 % para los niveles más bajos hasta el 20 % para los más altos.

4.2 Comparación entre datos IGRA y CMC

P(hPa)	Antuña et al., 1992						IGRA					
	Altitud(m)			T(°C)			Altitud(m)			T(°C)		
	M	σ	N	M	σ	N	M	σ	N	M	σ	N
1000	141	16	1664	22,4	1,7	1664	147	15	552	22,0	2,7	587
850	1544	20	1664	16,1	1,9	1664	1545	20	666	15,9	2,5	661
700	3176	27	1647	8,2	1,9	1647	3176	28	656	8,1	2,1	654
500	5876	48	1570	-7,2	2,1	1570	5878	40	608	-7,3	2,1	603
400	7581	56	1500	-18,3	2,3	1500	7583	51	554	-18,5	2,2	542
300	9664	81	1423	-33,4	2,5	1423	9665	63	519	-33,5	2,6	512
250	10925	90	1337	-43,0	2,7	1337	10923	68	473	-43,0	2,7	462
200	12392	82	1230	-54,2	2,7	1230	12386	82	424	-54,2	2,8	416
100	16595	102	919	-74,6	3,3	919	16595	99	293	-74,5	3,7	298
70	18680	120	777	-71,8	3,5	777	18680	103	252	-72,2	5,1	254
50	20692	129	613	-64,2	3,1	613	20697	127	189	-64,4	4,2	193
30	23871	176	428	-54,9	2,7	428	23855	177	125	-55,5	3,6	125
20	26516	173	246	-48,4	3,0	246	26498	220	57	-48,9	3,7	56

Cuadro 4.1: Estadísticas correspondientes a altura y temperatura para los niveles obligatorios seleccionados a partir de informes manuscritos de sondeo del CMC y a partir de IGRA. «M»: valor medio, « σ »: desviación estándar, «N»: número de casos.

4. IMPACTO DE LA PÉRDIDA DE INFORMES DE SONDEO EN IGRA SOBRE NIVELES OBLIGATORIOS Y ESTADÍSTICAS DE LA TROPOPAUSA

Como se puede observar la altitud media y σ para el conjunto de datos de IGRA (muestra) y el conjunto original de datos manuscritos (población), muestra ligeras diferencias. Para la temperatura ocurre algo similar. En la figura 4.1 se muestra el perfil vertical de la diferencia de los valores medios de temperatura y gradiente de temperatura media entre ambos.

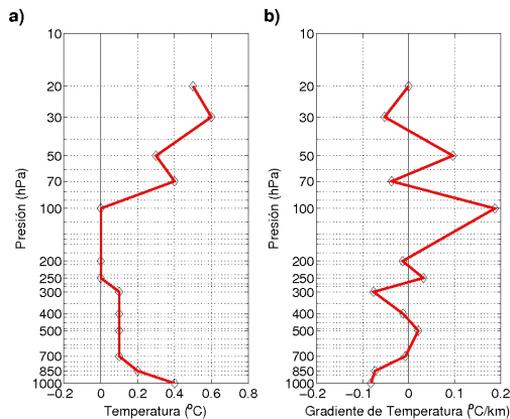


Figura 4.1: Perfiles de las diferencias entre la población y la muestra a) diferencias de temperaturas medias, b) diferencias del gradiente vertical de temperatura.

En la figura 4.1(a), las diferencias de la temperatura media muestran valores de 0,4 grados en 1000 hPa, disminuyendo para la troposfera media. Entre 700 y 1000 hPa las diferencias son de 0,1 grados y no se observan diferencias para la capa entre 250 y 100 hPa, en las cercanías de la tropopausa. La diferencia en la temperatura media aumenta sobre la tropopausa, alcanzando sus valores más elevados en la cima de los perfiles. Estas diferencias más pronunciadas están asociadas con el hecho de que el porcentaje de datos perdidos ronda en esta capa el 80 %, frente a un 60 % en capas inferiores. En general se observa que la magnitud de las diferencias es inferior o igual a 0,6 °C, con valores medios de temperatura mayores en el caso de los datos originales del CMC.

La figura 4.1(b) muestra las diferencias de gradiente vertical de temperatura media entre ambos conjuntos de datos. En general, el valor absoluto de las diferencias es inferior a 0,1 °C/km, excepto en 100 hPa, donde alcanza casi 0,2 °C/km. Los valores relativos más grandes de las diferencias de gradiente vertical de temperatura se dan, como para las diferencias de

4.2 Comparación entre datos IGRA y CMC

temperatura media, en la cima del sondeo. La razón es la misma, el incremento en el porcentaje de datos perdidos a medida que aumenta la altura.

El test de significatividad estadística de las diferencias entre las medias mostradas no presenta diferencias significativas en ningún nivel, ni para la temperatura, con una significatividad entre 99,50 y 99,57 %, ni para la altitud, variando entre el 99,51 % y 99,66 %.

Es relevante el hecho de que no existan diferencias significativas entre las medias de ambos conjuntos de datos a pesar de que entre el 60 % y el 80 % de los datos se han perdido para diferentes niveles obligatorios en IGRA. La explicación se encuentra posiblemente relacionada con la distribución normal de las variables, junto con el hecho de que la principal causa de los datos perdidos, las dificultades en la transmisión de los mismos, tiene un origen aleatorio.

4.2.3. Características de los valores medios de T y P en la tropopausa

Una diferencia importante entre los datos contenidos en IGRA y los existentes en el CMC es que mientras que para los primeros solamente un 35,4 % de los sondeos contienen informes de tropopausa, en el caso de los segundos ese porcentaje es de un 48,6 %. De igual forma, en el caso de IGRA el porcentaje de informes de dobles y triples tropopausas es de 17,1 % y 2,5 % respectivamente, frente a un 28,6 % y un 3,2 % para los datos existentes en el CMC.

Aunque hay una diferencia notable en el porcentaje de informes de casos de MT, la comparación entre los valores medios de presión y temperatura para la población y la muestra proporciona unos resultados bastante aceptables. Como se puede observar, los valores medios de temperatura para la primera, segunda y tercera tropopausa procedentes de informes de IGRA están dentro del intervalo definido por el valor medio y la desviación estándar del conjunto de datos original en el CMC. El comportamiento es similar para la presión excepto en el caso de la tercera tropopausa.

El cuadro 4.2 muestra las estadísticas de la presión y la temperatura de las MT para ambos conjuntos de datos.

Aunque IGRA contiene solamente el 60 % de los sondeos llevados a cabo en el CMC para el período 1981 a 1988, no existen diferencias significativas entre los valores medios de la presión y temperatura de las MT entre ambas bases de datos.

4. IMPACTO DE LA PÉRDIDA DE INFORMES DE SONDEO EN IGRA SOBRE NIVELES OBLIGATORIOS Y ESTADÍSTICAS DE LA TROPOPAUSA

4.3. Conclusiones

Los resultados de esta parte del trabajo demuestran que, al menos en este caso, la pérdida aleatoria de informes de sondeo no produce cambios estadísticamente significativos, ni en los valores medios de temperatura y altitud en niveles obligatorios, ni en los valores medios de presión y temperatura en niveles de MT. De hecho los únicos efectos destacables de la pérdida de sondeos son una ligera disminución de las temperaturas medias en el conjunto de datos incompleto, así como una disminución en el porcentaje de informes de tropopausa, tal y como se expone en Antuña et al. (2006).

4.3 Conclusiones

		Antuña y Aroche,1992		IGRA, 78355	
		P (hPa)	T (°C)	P (hPa)	T (°C)
1ª tropop.	M	112	-74,2	124	-74,3
	σ	16	3,8	73	7,7
	N	760		314	
2ª tropop.	M	87	-74,5	81	-73,9
	σ	15	3,2	20	6,4
	N	218		54	
3ª tropop.	M	83	-73,0	67	-69,8
	σ	12	3,3	20	10,7
	N	25		8	

Cuadro 4.2: Estadísticas de presión y temperatura para informes contenidos en IGRA y datos manuscritos del CMC. «M»: valor medio, « σ »: desviación estándar, «N»: número de casos.

4. IMPACTO DE LA PÉRDIDA DE INFORMES DE SONDEO EN IGRA SOBRE NIVELES OBLIGATORIOS Y ESTADÍSTICAS DE LA TROPOPAUSA

Capítulo 5

Estadísticas globales de múltiples tropopausas a partir de IGRA

5.1. La tropopausa en datos de radiosondeo

En las bases de datos de radiosondeo muchas veces se señala el nivel de la tropopausa, pero no siempre. Además normalmente se incluye sólo la primera, omitiendo posibles casos de múltiples tropopausas (MT).

El cálculo original de la altura de la tropopausa se lleva a cabo usando toda la información disponible del radiosondeo y aplicando el criterio térmico, todo ello en la estación correspondiente. Durante la transmisión del informe GTS esta altura de la tropopausa se puede transmitir o no como un nivel obligatorio o significativo. Es decir, aún cuando se transmite, su cálculo puede no ser reproducible debido a la pérdida de algunos de los niveles utilizados originalmente (Schwartz y Govett, 1992). Asimismo existen en la literatura referencias que hacen dudar de los valores de tropopausa obtenidos de los informes GTS, sobre todo para el caso de datos antiguos, debido a una posible preferencia de los analistas a marcar la tropopausa sobre uno de los niveles obligatorios, en lugar de sobre su nivel real (Defant, 1958; Endlich, 1954). De igual forma el valor de la tropopausa de los informes GTS también puede estar influido por el procedimiento de análisis utilizado para derivar la presión de la tropopausa de los datos de un sondeo.

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

De aquí en adelante para abreviar utilizaremos la siguiente nomenclatura: LRT1 (Lapse Rate Tropopause 1) para la primera tropopausa, LRT2 (Lapse Rate Tropopause 2) para la segunda tropopausa y LRT3 (Lapse Rate Tropopause 3) para la tercera tropopausa.

5.2. Consideraciones generales sobre los informes de tropopausa en IGRA

A pesar de los procedimientos de control de calidad utilizados en la generación de IGRA, no existe ningún tipo de garantía sobre la homogeneidad de los informes de tropopausa o MT contenidos en dicho conjunto de datos. Esto no es algo que deba extrañarnos, ya que es una causa directa de los informes originales de sondeo y no achacable por lo tanto al diseño de IGRA. Entre las razones de estas anomalías se encuentran los cambios en instrumentos o prácticas de observación (Seidel et al., 2001). Otra posible causa es la tendencia de algunos analistas a asociar la tropopausa a niveles obligatorios (Endlich, 1954; Hoinka, 1997) o a niveles de presión con terminación en «50» o «0» (Defant, 1958). El motivo de estos errores es el procedimiento estándar de procesamiento de datos de sondeo, en el cual la tropopausa es calculada a partir de los datos finales contenidos en el informe del sondeo, es decir desde un conjunto compuesto de niveles de presión obligatorios y significativos, no a partir de los datos originales (Hoinka, 1997).

Otra limitación de la información sobre tropopausas en IGRA es el bajo porcentaje de informes de tropopausa que contienen datos de altura geopotencial. De hecho el porcentaje máximo de informes con datos de altura geopotencial es de aproximadamente el 28% para LRT1 en las bandas de latitud 85°S-90°S y 5°N-10°N a las 0000 UTC. Una razón para esta falta de datos es que, en la mayoría de las veces, en los informes de los sondeos los valores de altitud están disponibles solamente para los niveles obligatorios, que no tienen por qué incluir la tropopausa (Añel et al., 2007b).

Por otro lado los resultados del capítulo anterior demuestran que la falta de datos en IGRA con respecto a los informes originales de sondeo en la estación no introduce cambios significativos en los valores de presión o temperatura para la tropopausa o MT. Por lo tanto, los datos de presión contenidos en IGRA se pueden considerar adecuados a fin de realizar un estudio climatológico sobre la altura de la tropopausa.

5.3. Frecuencia de informes de tropopausa en IGRA

La primera característica destacable de los informes de tropopausa contenidos en IGRA es que mientras en dicha base de datos existen informes de sondeos desde 1938, los primeros que incluyen datos de tropopausa datan de 1969, siendo el número de los mismos insignificante antes de 1971.

IGRA contiene más de cinco millones y medio de informes de tropopausa, que cubren todo el planeta. El 75 % de los mismos corresponde a estaciones localizadas en el hemisferio norte (HN). El cuadro 5.1 muestra el porcentaje de informes de tropopausa para todo el globo, calculado en referencia al número total de sondeos. Se muestran los resultados obtenidos cogiendo directamente la base IGRA en su totalidad (IGRA) y tomando las tropopausas calculadas por nosotros para el subconjunto de 188 estaciones (S188).

	IGRA	S188
1^a tropopausa	41,09 %	70,74 %
2^a tropopausa	6,08 %	11,63 %
3^a tropopausa	0,53 %	1,94 %

Cuadro 5.1: *Porcentaje de MT con respecto al número total de sondeos.*

El cuadro 5.2 muestra el tanto por ciento de sondeos que alcanzan elevaciones de 10, 15 y 20 km respectivamente, tanto a partir de IGRA como de S188. El porcentaje se calculó respecto al número total de sondeos en el subconjunto de datos. Como era de esperar el porcentaje de tropopausas calculadas por nosotros es mayor que el existente en los informes de IGRA, siendo casi el doble para LRT1 y LRT2 y el cuádruple para el caso de LRT3.

	IGRA	S188
10 km	70,88 %	89,65 %
15 km	63,82 %	80,64 %
20 km	42,75 %	59,4 %

Cuadro 5.2: *Porcentaje de sondeos que alcanzan altitudes de 10, 15 y 20 km.*

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

En el cuadro 5.3 se presenta el porcentaje de informes de LRT2 y LRT3 con respecto al de LRT1. Como se puede observar los valores más elevados se dan en el caso de S188, sin embargo para LRT2 el valor es muy similar tanto para IGRA como S188.

	IGRA	S188
LRT2	14,79 %	16,44 %
LRT3	1,29 %	2,75 %

Cuadro 5.3: *Porcentaje de LRT2 y LRT3 respecto al número de LRT1.*

En IGRA existen informes de cuartas tropopausas y en casos extremos incluso de nueve tropopausas. Obviamente, estos últimos deben de corresponder a datos erróneos.

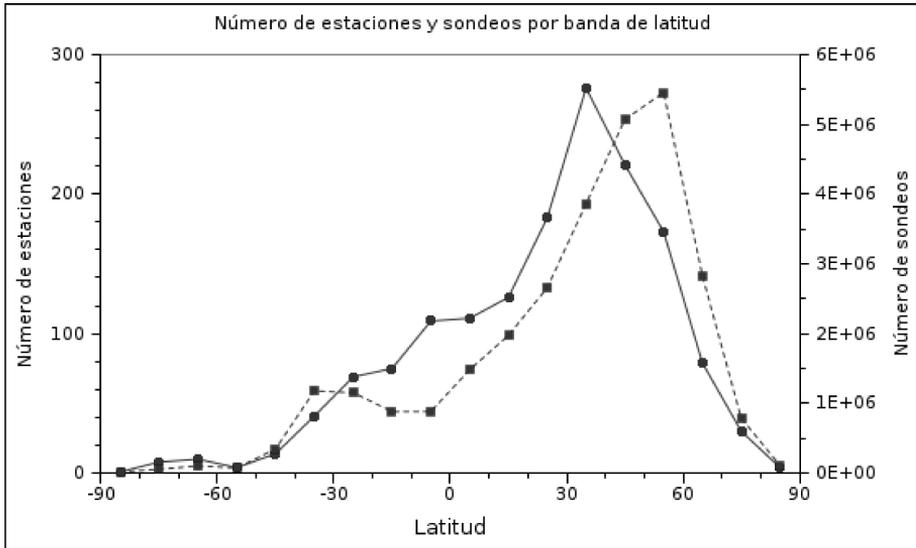
5.3.1. Distribución latitudinal de frecuencia de tropopausas

El estudio latitudinal es de gran importancia para el caso de la tropopausa. Una de sus principales características es la variación latitudinal de la altura, máxima sobre la zona ecuatorial y disminuyendo hacia los polos. En términos de presión ocurre a la inversa.

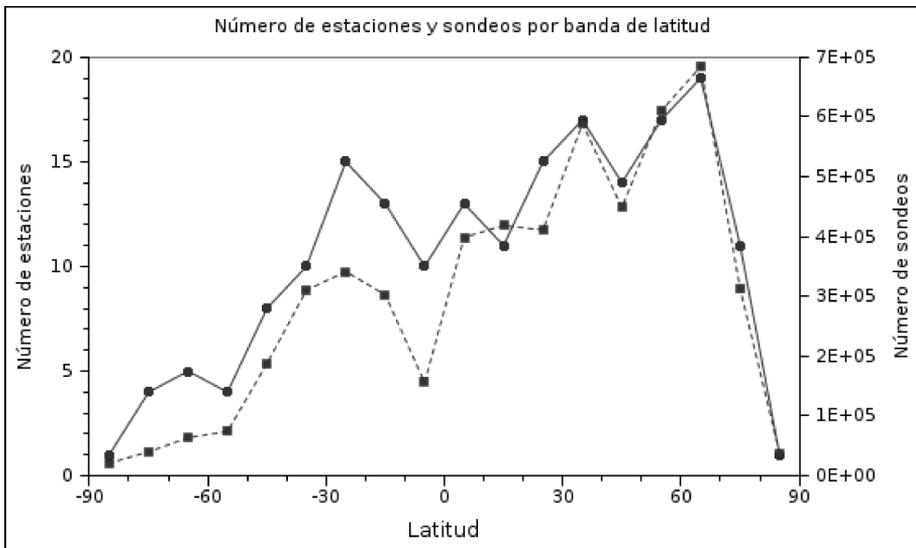
La distribución espacial y temporal de sondeos, así como la máxima altura alcanzada en los mismos, varía en función de la latitud. Esta información es muy valiosa para investigaciones futuras ya que un buen conocimiento de las condiciones de medida es de gran importancia a la hora de interpretar los resultados. La figura 5.1 muestra la distribución latitudinal de estaciones y el número de sondeos en IGRA para bandas de latitud de 10 grados.

Como era de esperar se puede observar que los mínimos se dan en las zonas polares, mientras que el máximo se produce en latitudes medias del hemisferio norte (entre 30°N-40°N para el conjunto completo de estaciones de IGRA y entre 50°N-60°N para los sondeos y estaciones correspondientes al subconjunto de 188 estaciones). Esta diferencia se debe a que para la segunda banda es mayor el número de estaciones que realizan cuatro sondeos diarios en lugar de dos (a las 0000 UTC y 1200 UTC) que es lo común.

5.3 Frecuencia de informes de tropopausa en IGRA



a)



b)

Figura 5.1: (a) Distribución latitudinal de estaciones (trazo continuo) y sondeos (trazo punteado) en IGRA. (b) Igual que (a) pero para S188.

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

El número de casos de LRT1, LRT2 y LRT3 en IGRA es mayor para extratropicales del Hemisferio Norte. Obviamente ésta es una consecuencia lógica de la existencia de un mayor número de estaciones en esta región con series temporales de sondeos más largas. Para el caso de S188 la influencia de la distribución espacial de estaciones no es tan obvia, debido al uso del subconjunto de estaciones, que nos asegura una mayor homogeneidad espacial.

En la figura 5.2 se presenta el porcentaje de sondeos que alcanzan una elevación de al menos 20 km, el porcentaje de LRT1 con respecto al número total de sondeos y el porcentaje de casos de LRT2 y LRT3 con respecto al de primeras, para bandas de latitud de 10° entre 90°S - 90°N . Los resultados se muestran tanto IGRA como para S188. Se puede observar que el porcentaje de sondeos que alcanza 20 km en IGRA es menor en zonas tropicales (20%) que en extratropicales (40%). En términos generales los valores de S188 son superiores a los de IGRA. Tanto LRT1, como LRT2 y LRT3 muestran un perfil latitudinal similar para el caso de IGRA y S188, con valores máximos en latitudes altas de un 80%, 30% y 2% respectivamente para IGRA y 95%, 30% y 6,5% respectivamente para S188. La explicación de este comportamiento podría estar asociada con el hecho de que la altura de la tropopausa aumenta desde los polos a los trópicos mientras que el número de sondeos que alcanza altitudes elevadas sigue el patrón inverso, reduciendo por lo tanto la probabilidad de que una radiosonda alcance la tropopausa. El porcentaje máximo de informes de LRT3 en IGRA en el hemisferio norte se alcanza en torno a 30°N , coincidiendo con el máximo de dobles tropopausas. En el hemisferio sur (HS) se pueden observar dos máximos de magnitud similar en torno a 40°S y 70°S para el caso de IGRA, mientras que para S188 existe un único máximo en 60°S . Es destacable el hecho de que el máximo de dobles y triples tropopausas aparezca en ambos hemisferios en las regiones de la corriente en chorro. Este hecho podría encontrarse relacionado con la existencia de un mayor número de pliegues de la tropopausa en estas zonas, coincidiendo con los resultados obtenidos previamente por Sprenger et al. (2003). Las diferencias entre los porcentajes de LRT1 en S188 y en IGRA varían entre un 40% y un 5%. Sin embargo el perfil latitudinal para el caso de LRT2 es muy similar tanto en el caso de IGRA como en el de S188, especialmente para el caso del hemisferio sur. Las mayores diferencias se dan en el caso de LRT3, donde el porcentaje para S188 llega a ser tres veces superior al de IGRA. Si tenemos en cuenta solamente sondeos que alcancen los 20 km (figura 5.3) el porcentaje en ambos casos aumenta significativamente. Para el caso de S188 se puede

5.3 Frecuencia de informes de tropopausa en IGRA

observar como alcanza valores de casi 100 %, 35 % y 8 % para LRT1, LRT2 y LRT3 respectivamente.

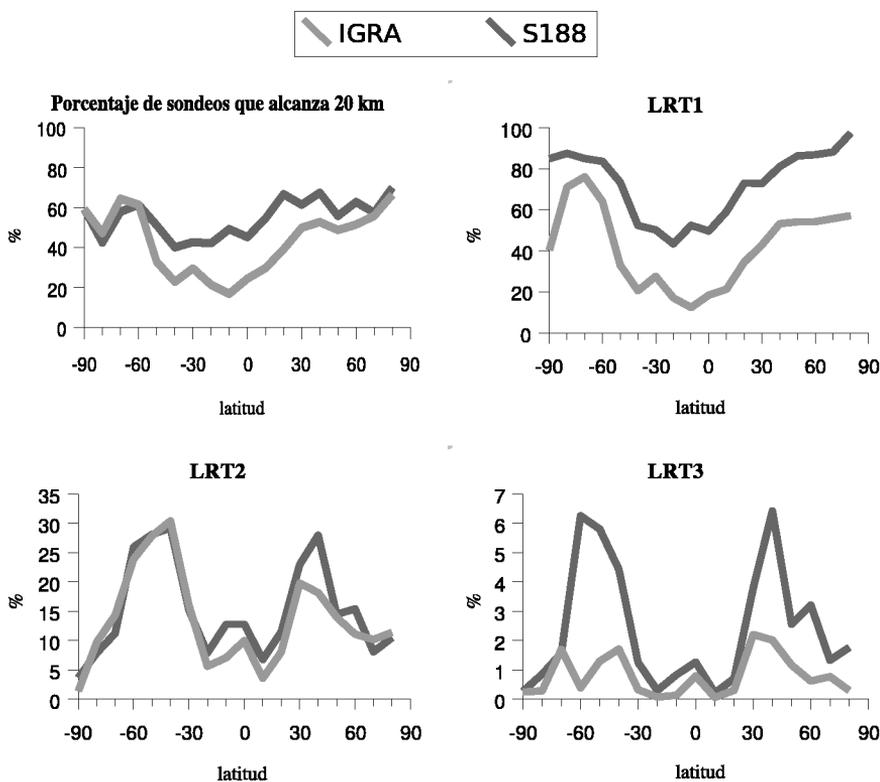


Figura 5.2: Distribuciones latitudinales de: porcentaje de sondeos que alcanza la altitud de 20 km (superior izquierda), porcentajes de LRT1 con respecto al número total de sondeos (superior derecha), porcentaje de LRT2 con respecto al de LRT1 (inferior izquierda) y porcentaje de LRT3 con respecto al de LRT1 (inferior derecha). Los resultados se muestran tanto para los informes directamente obtenidos de la base IGRA al completo (gris claro) como calculados por nosotros para S188 (gris oscuro).

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

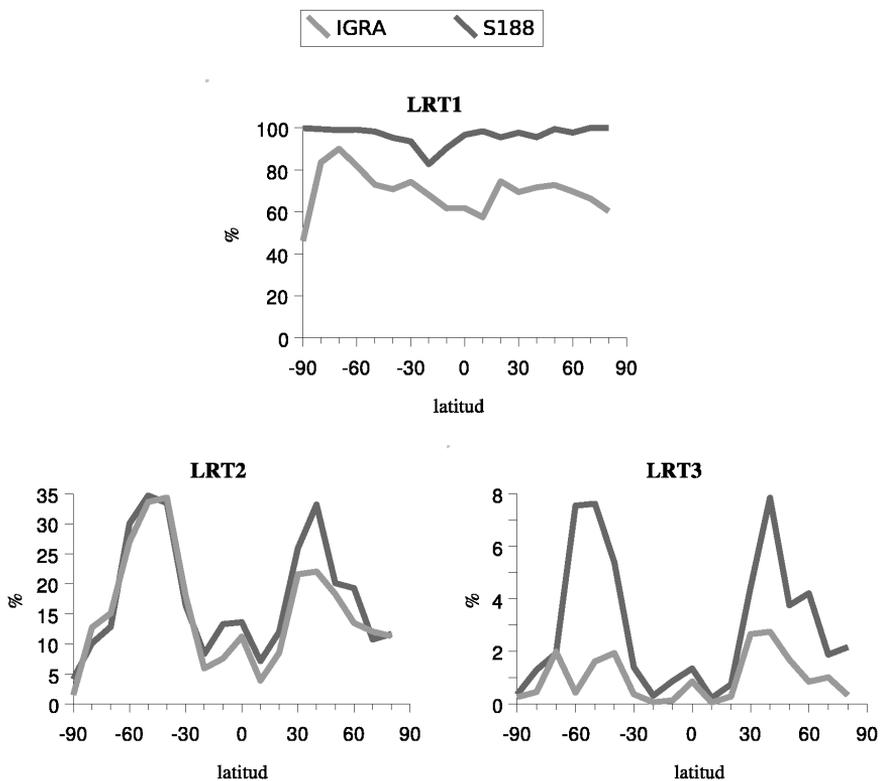


Figura 5.3: Similar a la figura 5.2 pero teniendo en cuenta sólo los sondeos que alcanzan una elevación mínima de 20 km.

5.4. Presión y temperatura

La figura 5.4 muestra los valores medios latitudinales de presión y temperatura para la LRT1, LRT2 y LRT3. Si tenemos en cuenta solamente los sondeos que alcanzan 20 km, los resultados obtenidos son muy similares (figura 5.5). En el caso de los informes se encontraron algunos datos de presión de LRT1 cercanos a 1000 hPa. Obviamente estos informes son errores contenidos en IGRA. Algunos de ellos podrían corresponder a inversiones térmicas en la troposfera baja o media, marcadas erróneamente como tropopausa y que pasaron los controles de calidad y homogeneización de IGRA. A fin de evitar que influyan en los resultados, las tropopausas con valores de presión superiores a 500 hPa han sido eliminadas. Éste es el mismo criterio empleado por el Wright (1997). La influencia de estas tropopausas erróneas podría ser mayor para el caso de LRT3, debido al menor número de casos existente. Por ejemplo, el número de casos de LRT3 en IGRA con valores en el rango de 700 hPa a 800 hPa representa aproximadamente el 30 % del número total de informes de LRT3 en la banda de latitud 15 °N-20 °N.

La estructura meridional de presión para la LRT1 presenta, como cabría esperar, valores medios máximos alrededor de 270 hPa sobre los polos, descendiendo hacia el ecuador con valores de 100 hPa para la región tropical (30 °S-30 °N). Para LRT2 y LRT3 las diferencias de presión entre los polos y el ecuador no son tan evidentes, (entre 40 hPa y 50 hPa). Los valores medios de presión son muy similares para el caso de IGRA y S188, excepto para LRT2 y LRT3 en la banda de latitud 40 °S-50 °S donde la presión media es ligeramente superior en el caso de IGRA que en el de S188.

La estructura meridional de la temperatura de la LRT1 coincide también con lo esperado, siendo superior en trópicos que en extratropicos. Los valores obtenidos concuerdan con los de estudios previos como Schmidt et al. (2006), con -60 °C y -55 °C sobre los polos norte y sur respectivamente y en torno a -80 °C para la región ecuatorial. Para LRT2 y LRT3 dicha distribución tiene el perfil esperado en regiones extratropicales, mientras en la zona ecuatorial se observan temperaturas entre 10 °C y 15 °C, superiores a las obtenidas por Schmidt et al. (2006). Este resultado sugiere que LRT1 en los trópicos podría ser la también denominada «tropopausa del punto frío», el punto en el cual el gradiente vertical de temperatura se hace positivo. Sin embargo la LRT2 y LRT3 calculadas usando la

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

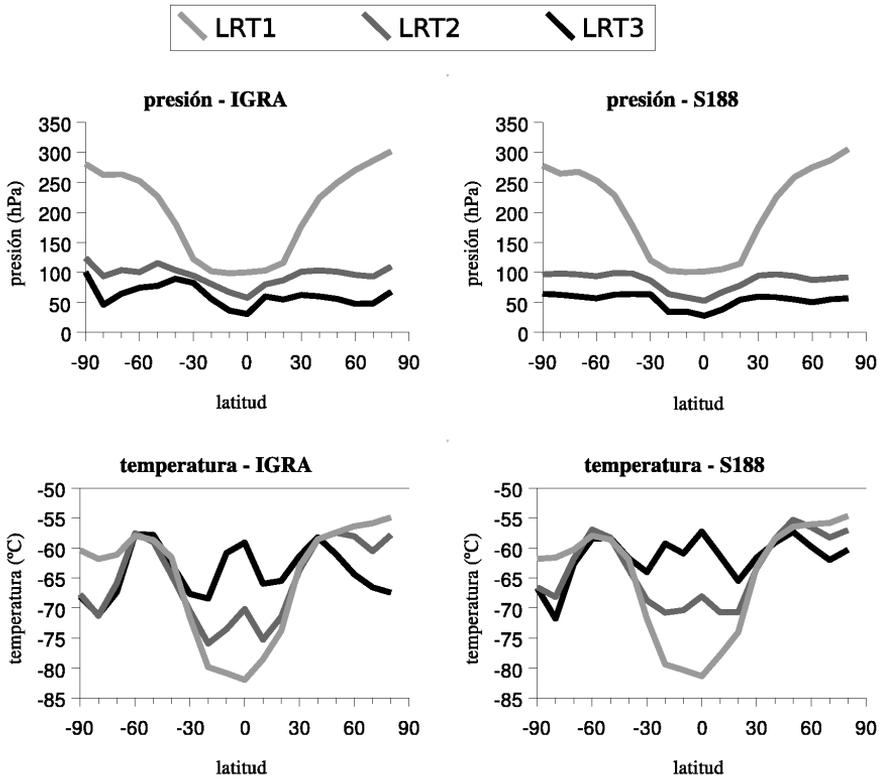


Figura 5.4: Distribución latitudinal de los valores medios de presión y temperatura para casos de MT (IGRA y S188). Los casos con valores de presión superiores a 500 hPa para la primera tropopausa han sido eliminados.

5.4 Presión y temperatura

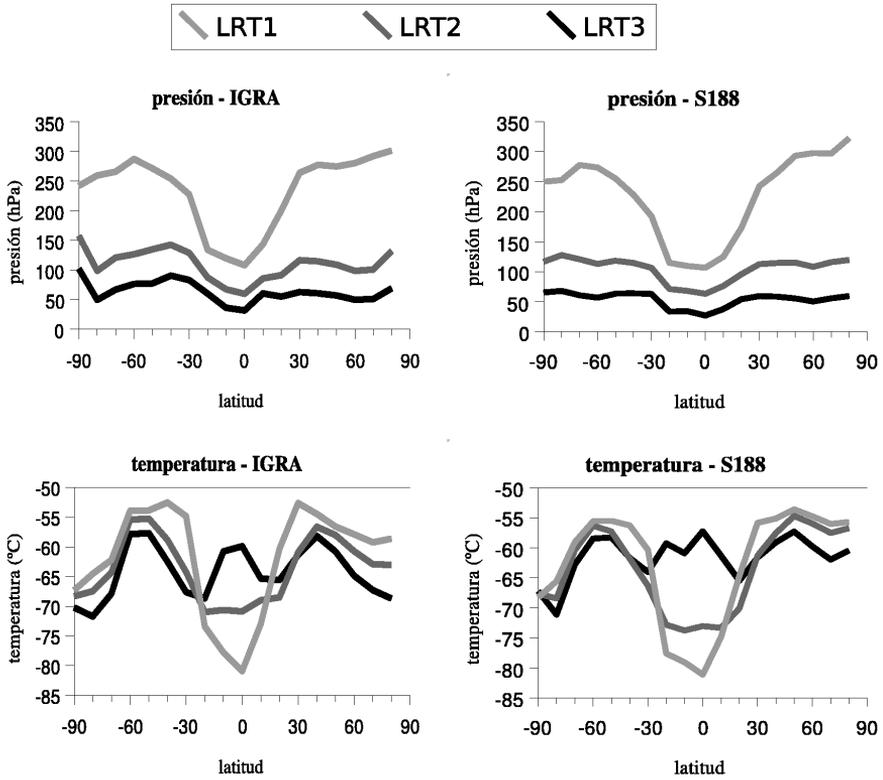


Figura 5.5: Similar a la figura 5.4 pero teniendo en cuenta sólo los sondeos que alcanzan una elevación mínima de 20 km.

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

definición de la OMM estarían situadas en regiones con regímenes estratosféricos (Gettelman y de Forster, 2002). Para la LRT2 y S188 los valores van desde -55°C en latitudes medias de ambos hemisferios (entorno a 2 o 3°C por encima que en el caso de informes) a -70°C en regiones cercanas al ecuador (entorno a -75°C para el caso de IGRA). También se observan las diferencias usuales en la temperatura de las regiones polares entre HS y HN. Para el caso de LRT3 los mínimos de temperatura son observados sobre los polos, con valores de -70°C . Los valores máximos de temperatura se localizan de nuevo sobre el ecuador con valores rondando -57°C .

5.5. Conclusiones

El número de dobles y triples tropopausas presenta un máximo en la zona cercana a la corriente en chorro subtropical para ambos hemisferios y en la zona próxima a la corriente en chorro polar para el HS. Esto podría explicarse o bien por una posible relación entre la ocurrencia de dobles tropopausas y movimientos advectivos verticales relativamente grandes (Harsson, 1971), o por la existencia de pliegues de la tropopausa en las regiones próximas a las corrientes en chorro (Elbern et al., 1998). El elevado número de casos de MT en este último caso ha sido recientemente puesto de manifiesto por Schmidt et al. (2006).

La estructura meridional de la presión media para las distintas tropopausas sigue el patrón conocido de presión mínima sobre la zona ecuatorial aumentando según nos desplazamos hacia los polos. En este punto se observa una diferencia notable con respecto a estudios previos. Schmidt et al. (2006) obtuvieron la máxima diferencia de presión entre la primera y la última tropopausa para la banda de latitud 30° - 50° en ambos hemisferios, con valores de 85 hPa (su método supone que la última tropopausa se encuentra en valores de presión superiores a 70 hPa). Sin embargo, en este estudio la máxima diferencia de presión entre LRT1 y LRT3 se da en las regiones polares con valores en torno a 200 hPa. Para la banda de latitud 30° - 50° en el HN obtenemos diferencias de 165 hPa y 115 hPa con LRT2 y LRT3 respectivamente. Para el HS estas diferencias se encuentran en el entorno de 205 hPa y 150 hPa. La razón de esta discrepancia con los resultados de Schmidt et al. (2006) es desconocida. Sin embargo se puede destacar que los valores de presión meridional para la LRT2 en el caso de S188 son siempre inferiores al límite de 70 hPa usado por ellos. Esto podría significar que la última tropopausa calculada por Schmidt et

al. (2006) se aproxima más a la LRT2 aquí mostrada que a la LRT3.

La distribución latitudinal de la temperatura de LRT1 concuerda con los estudios previos existentes, de forma que los valores medios obtenidos ($-81\text{ }^{\circ}\text{C}$ para la zona ecuatorial) son muy similares a los obtenidos previamente por Hoinka (1999) usando datos de reanálisis y por Schmidt et al. (2004) usando técnicas de radio ocultación con GPS. La diferencia que se observa en nuestro estudio de aproximadamente $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre la zona ecuatorial y los polos también es coherente con los resultados obtenidos por estos dos trabajos previos. Sin embargo la estructura meridional de temperatura para la LRT2 y LRT3 sobre el ecuador difiere de los resultados de estudios anteriores. Según nuestros datos la temperatura aumenta con el número de tropopausa en las latitudes más bajas en lugar de mostrar valores similares en las tres, tal y como obtuvieron Schmidt et al. (2006). Esta estructura coincide con el perfil vertical de temperatura en estratosfera. También se corresponde con un comportamiento estratosférico el máximo relativo de temperaturas de LRT2 y LRT3 sobre el ecuador, mientras que el mínimo observado para la LRT1 concuerda con el mínimo relativo (Randel et al., 2003). El hecho de que el máximo relativo de la LRT2 desaparezca en el caso de estructuras de triple tropopausa podría indicar que es el comportamiento de la última tropopausa el más similar al de la estratosfera.

Además, es llamativo el hecho de haber encontrado casos de MT para todas las bandas de latitud y a lo largo de todo el año, mientras que estudios previos de Seidel y Randel (2006) habían apuntado que para varias estaciones de radiosondeo no se encontraban casos de segunda tropopausa en algunas épocas del año, principalmente para verano en latitudes medias.

En conclusión, los informes de sondeos de IGRA parecen constituir una base de datos adecuada para el estudio de la tropopausa y las MT. Los resultados obtenidos son razonables y concuerdan con otros previos que usaron otras fuentes de datos. Este hecho ya fue puesto de manifiesto en el capítulo 4 y en Antuña et al. (2006).

5. ESTADÍSTICAS GLOBALES DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS A PARTIR DE IGRA

Capítulo 6

Características climáticas globales en casos de múltiples tropopausas

6.1. Frecuencia global de múltiples tropopausas

6.1.1. Casos

La figura 6.1 y el cuadro 6.1 muestran el número medio anual de casos de primeras tropopausas (LRT1) (que no el porcentaje) y el número total estacional anual (sin distinción entre casos de simple, doble o tres o más tropopausas) para el conjunto completo de estaciones incluidas en IGRA (IGRA) y el subconjunto de 187 estaciones (S187). El número medio más elevado de casos de primera tropopausa se da en el hemisferio norte (HN), siendo máximo sobre Europa, Norteamérica y el Pacífico Noroccidental, principalmente sobre Japón.

	EFM	AMJ	JAS	OND
IGRA	69073,30	70426,30	70407,74	70241
S188	20717,62	21199,33	21363,83	21307,76

Cuadro 6.1: *Medias estacionales globales de LRT1. No se ha realizado distinción entre casos de tropopausa simple, doble o triple. EFM (enero-febrero-marzo), AMJ (abril-mayo-junio), JAS (julio-agosto-septiembre) y OND (octubre-noviembre-diciembre)*

La figura 6.2 muestra la frecuencia media estacional de segundas (LRT2) y terceras tropopausas (LRT3) normalizada con respecto a la

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

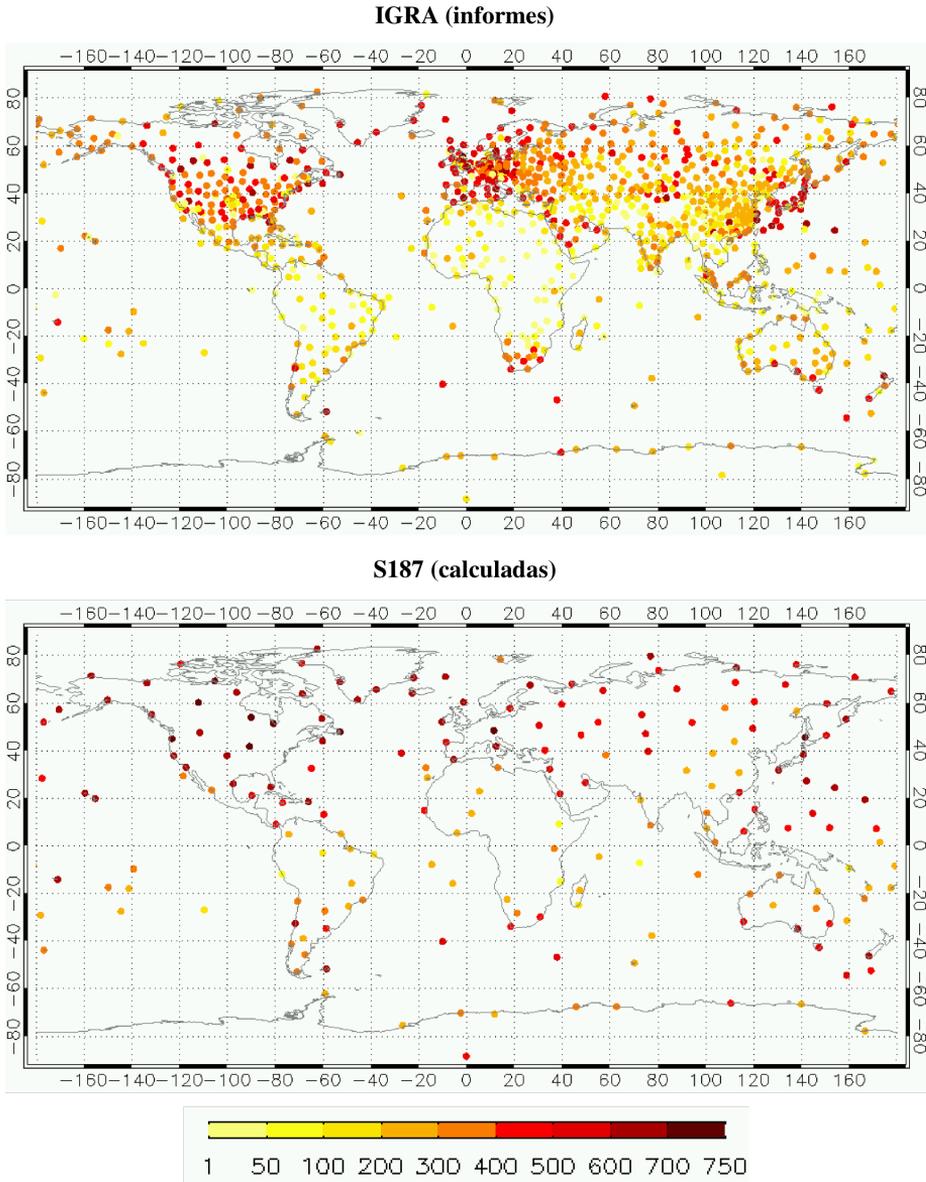


Figura 6.1: Media anual de casos de LRT1 en IGRA (superior) y S187 (inferior). No se ha realizado distinción entre casos de tropopausa simple, doble o triple.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

respectiva frecuencia media estacional de LRT1 calculada para S187 (es decir, la frecuencia de múltiples tropopausas (MT) se muestra en términos de porcentaje). Se observan casos de MT en todas las estaciones del subconjunto. Este resultado es coherente con los resultados mostrados en el capítulo 5 de esta memoria y en Añel et al. (2007b) y contradice los obtenidos por Seidel y Randel (2006) quienes no encontraron casos de MT para todas las épocas del año en varias estaciones.

El porcentaje de casos de MT es máximo durante EFM, seguido de OND y AMJ, siendo mínimo en JAS. La distribución espacial muestra un porcentaje máximo de casos de dobles tropopausas en latitudes medias tanto del HN como del hemisferio sur (HS), próximo a la región de la corriente en chorro subtropical. En el HN se observan cuatro máximos situados sobre el centro y costa este de los EE.UU., el Mar Mediterráneo y Japón. Los porcentajes usuales en estas zonas en EFM se encuentran entre el 40 %-60 % para LRT2 y 15 %-20 % para LRT3, excepto para el máximo sobre Japón en el que varían entre 60 %-70 % y 30 %-35 % para LRT2 y LRT3 respectivamente. Para el HS se pueden observar tres máximos sobre el Estrecho de Magallanes, el sur de África y Tasmania/sur de Australia con porcentajes similares a los que se observan en el caso del HN. Estos resultados concuerdan en gran medida con los análisis llevados a cabo por Randel et al. (2007) quienes además señalaron la diferencia existente con los campos de pliegues de la tropopausa obtenidos por Elbern et al. (1998) y Sprenger et al. (2003). Las diferencias se localizan principalmente en la frecuencia de MT en EFM sobre Tasmania/sur de Australia obtenidas a partir de datos de reanálisis y GPS. Es llamativo el hecho de que en el HN la diferencia entre EFM y JAS es del orden del 30 % tanto para LRT2 como LRT3, mientras que para el HS el porcentaje de MT muestra una distribución temporal más homogénea. Este resultado es coherente con la existencia de una variabilidad estacional más elevada en el HN.

A nivel global se observa que el máximo de casos de MT se localiza en dos franjas de latitud, 30 °N-45 °N y 30 °S-60 °S. La distribución espacial permanece prácticamente invariable a lo largo del año. Ésto concuerda con resultados previos (Añel et al., 2007b; Schmidt et al., 2006) que además sugieren la existencia de una posible relación entre las regiones de la corriente en chorro y la aparición de casos de MT.

Otra característica llamativa es la coincidencia entre la distribución espacial de máximos de MT que se observa en la figura 6.2 y el patrón

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

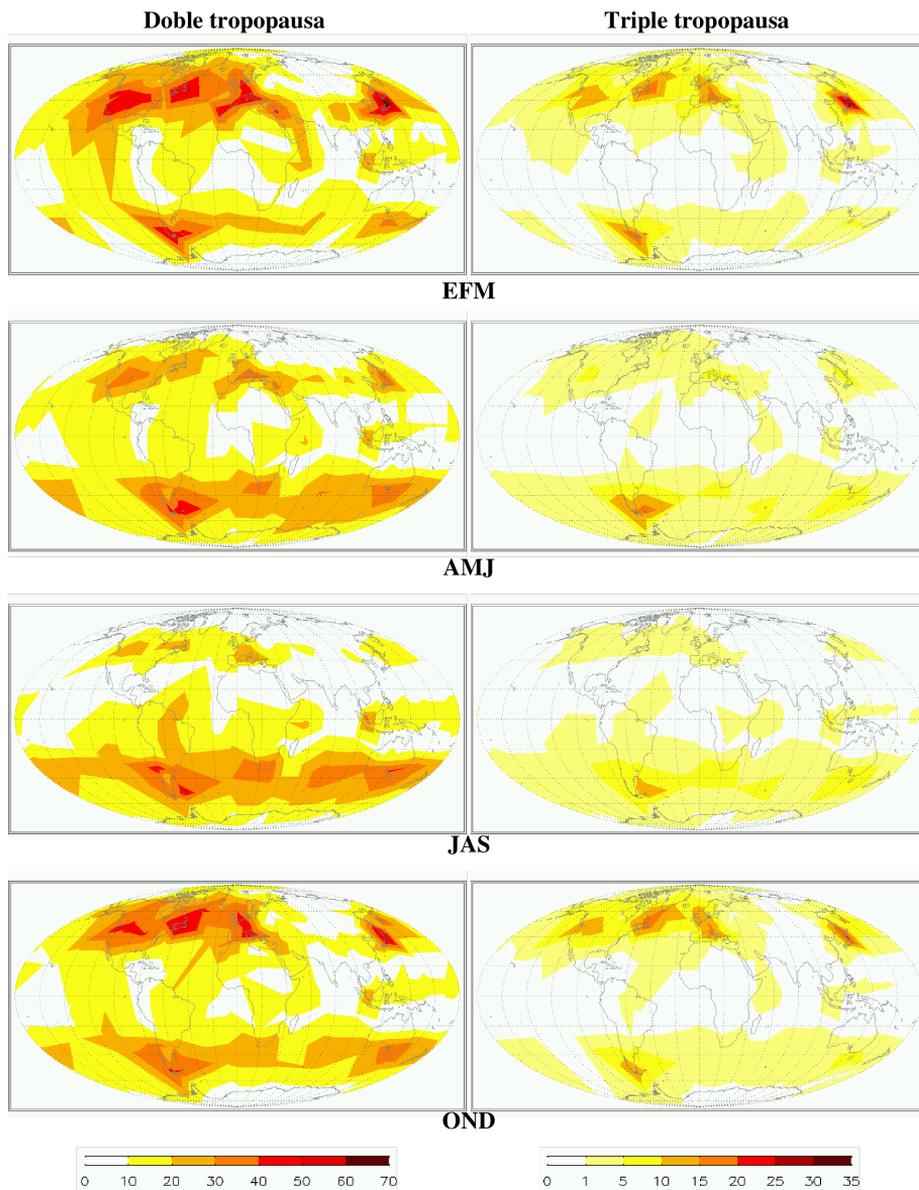


Figura 6.2: Porcentaje de la media estacional de casos de doble y triple tropopausa respecto a la media estacional de casos de tropopausa simple para S187.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

de climatología estacional de ciclogénesis obtenido por Werli y Schwierz (2006), así como su parecido con la distribución de depresiones aisladas en niveles altos (DANAs) obtenida por Nieto et al. (2005) para el HN y Fuenzalida et al. (2005) para el HS. Es bien conocida la conexión existente entre la presión de la LRT1 y la circulación de la UTLS. Tomando como referencia el HN, una circulación ciclónica da lugar a una LRT1 más baja mientras que una circulación anticiclónica da lugar a una LRT1 más elevada (Hoskins et al., 1985). Como ya se ha comentado, Wirth (2001) sugirió la posibilidad de usar la tropopausa como un marcador para la asimetría ciclón-anticiclón. Este resultado muestra una clara conexión entre la ciclogénesis en la alta troposfera y los casos de MT. Shapiro (1980) ya había señalado la relación existente entre los ciclones intensos en la alta troposfera y la formación de pliegues de la tropopausa.

La figura 6.3 muestra la variación intraanual del número de casos de LRT1, LRT2 y LRT3 para trópicos (30°S - 30°N), extratropicos (30° - 60°) y polos (60° - 90°). Para la zona tropical se puede observar que el número de casos no varía significativamente a lo largo del año. Sin embargo, en extratropicos se observa un comportamiento claramente opuesto para los casos de tropopausa simple o MT. Es decir, mientras que el número de casos de tropopausa simple es máximo (mínimo) durante el verano hemisférico (invierno), para el caso de MT es máximo (mínimo) durante el invierno hemisférico (verano). Además el fenómeno de MT muestra una variabilidad intraanual que se ajusta perfectamente a una posible interpretación estacional.

6.1.2. Tendencias

6.1.2.1. Tendencias en la frecuencia anual global

La figura 6.4 muestra la tendencia (ajuste por mínimos cuadrados) de la frecuencia anual global de casos de LRT2 y LRT3 para el conjunto completo de estaciones en IGRA (izquierda) y S187 (derecha). Ambos conjuntos de datos cubren el período de 33 años que va desde enero de 1971 a diciembre de 2003. Se ha tomado este período por ser aquel para el cual la mayoría de estaciones disponen de datos. Las frecuencias globales de LRT2 y LRT3 fueron normalizadas con respecto al número de casos de LRT1. En el caso del conjunto completo de estaciones en IGRA se utilizaron solamente los datos de las estaciones con informes de MT.

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

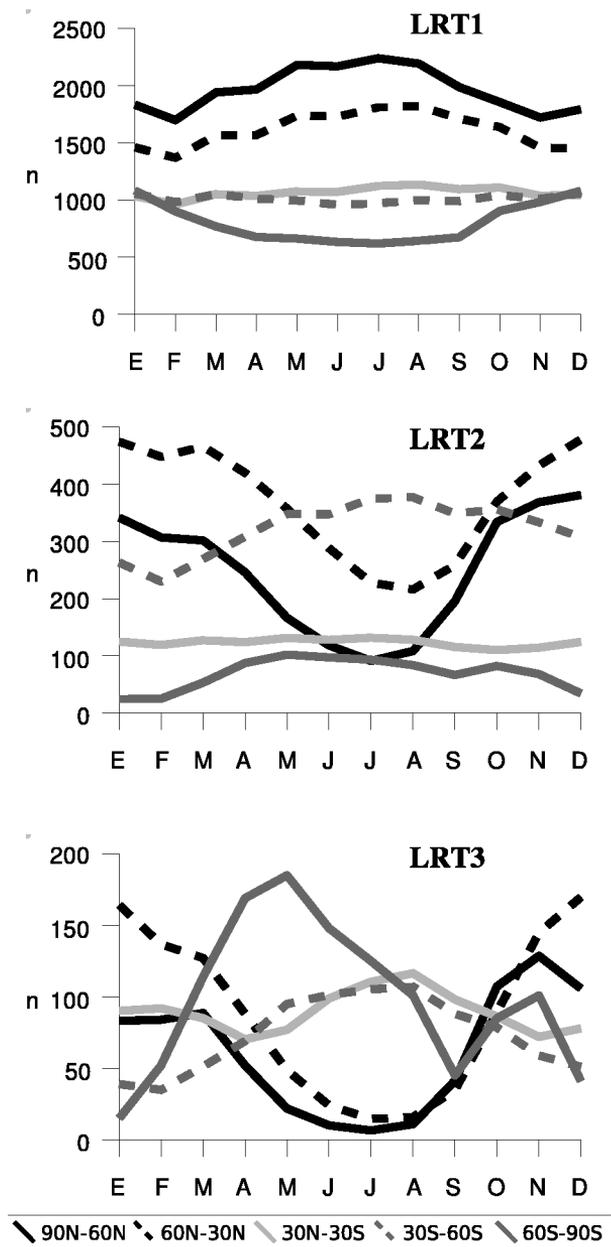


Figura 6.3: Distribución intraanual del número de casos de LRT1 (superior), LRT2 (medio) y LRT3 (inferior) para trópicos, extratropicos y polos.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

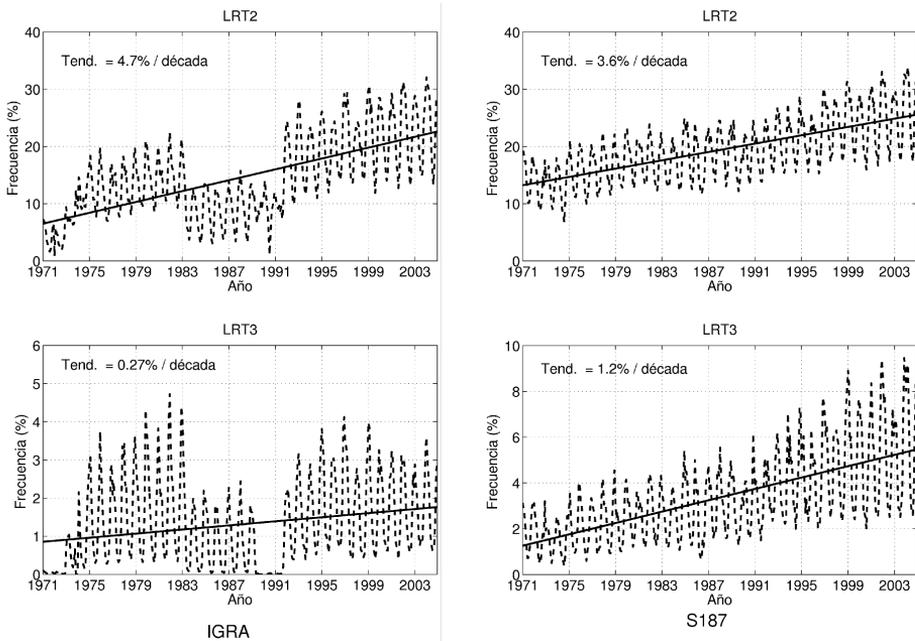


Figura 6.4: *Tendencia por mínimos cuadrados de la frecuencia mensual global de casos de LRT2 y LRT3 para el conjunto completo de estaciones en IGRA (izquierda) y S187 (derecha).*

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

Se puede observar claramente un ciclo anual en el porcentaje tanto de LRT2 como de LRT3. Excepto para la LRT3 en el caso del conjunto completo de estaciones de IGRA, este ciclo anual muestra un aumento en su amplitud. Para conjuntos de estaciones se puede observar además una clara tendencia positiva en la frecuencia de casos de MT (cuadro 6.2).

	Global		Hemisferio Norte		Hemisferio Sur	
	IGRA	S187	IGRA	S187	IGRA	S187
LRT2	0,040	0,034	0,058	0,034	0,038	0,014
LRT3	0,002	0,011	0,004	0,012	0,002	0,009

Cuadro 6.2: *Tendencia de la frecuencia mensual global y hemisférica de casos de LRT2 y LRT3 en %/mes.*

En el caso de LRT2 ambos conjuntos de datos muestran un aumento entre un 12% y un 15% en un período de 30 años, con tendencias del orden de 4,8% y 4% por década. Para el caso de LRT3 la tendencia también es positiva en ambos conjuntos de datos, pero con diferencias notables. En el caso de S187 la tendencia es del mismo orden de magnitud que para LRT2 con un aumento en torno al 1,4% por década, mientras, para IGRA, la tendencia es un orden de magnitud menor con un valor en torno a un 0,25% por década. Dado el bajo número de informes de LRT3 contenidos en IGRA, la tendencia calculada es muy sensible tanto a la ausencia de los mismos como a la existencia de informes falsos. Una posible causa para todo ello es el hecho de que el cálculo e informe de LRT3 es menos usual que el de LRT2.

La figura 6.5 muestra el número total de casos de LRT1 para ambos conjuntos de datos. Ambas curvas demuestran que el incremento en la frecuencia global de casos de LRT2 y LRT3 fue producido por un incremento real en su número. Esto descarta la posibilidad de que el incremento en la frecuencia pueda deberse a un incremento en el número de informes de LRT1.

En la figura 6.4 se puede apreciar otro aspecto interesante. En el período entre 1983 y 1991 se observa un descenso notable en la frecuencia de LRT2 y LRT3 para el caso de IGRA. Esta disminución no es tan pronunciada en el caso de S187, pero aún así existe una disminución en la tendencia entre 1986 y 1990 con respecto al período previo y siguiente. La diferencia entre ambos subconjuntos sugiere que esta disminución pudiera ser debida a problemas en los datos. La causa podría ser la existencia de

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

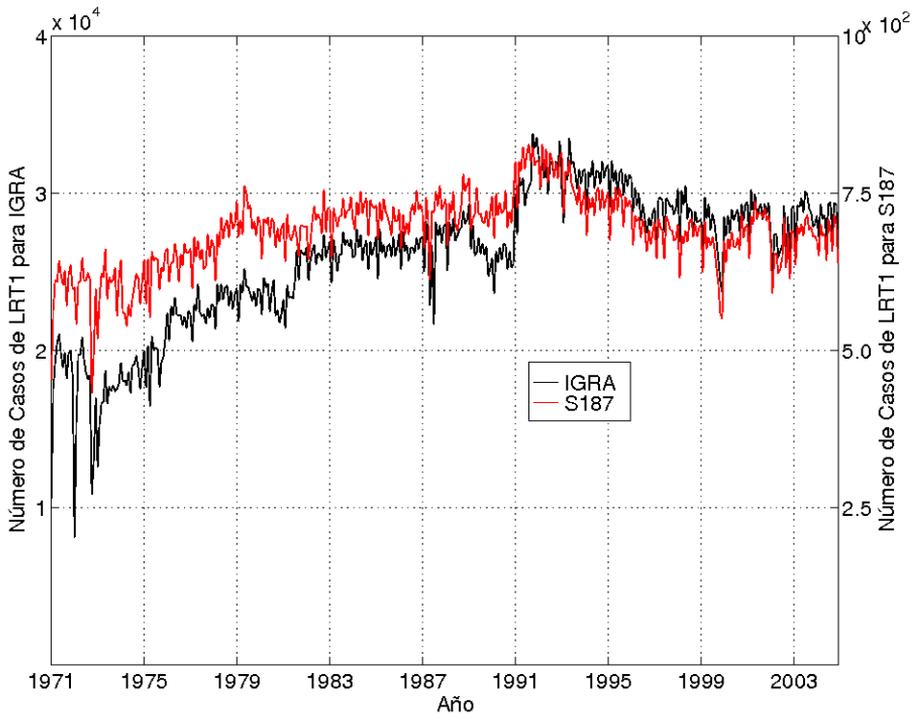


Figura 6.5: *Número total mensual de casos de LRT1 para IGRA y S187.*

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

una gran cantidad de estaciones operadas por el mismo país con prácticas que evitaron los informes de tropopausa a lo largo de éste período.

6.1.2.2. Tendencias en la frecuencia anual hemisférica

La figura 6.6 muestra la tendencia de la frecuencia anual hemisférica del número de casos de MT. El ciclo anual muestra un incremento en su amplitud para ambos hemisferios al igual que sucedía al considerar todo el planeta. Una excepción ocurre con LRT3 en el caso de IGRA.

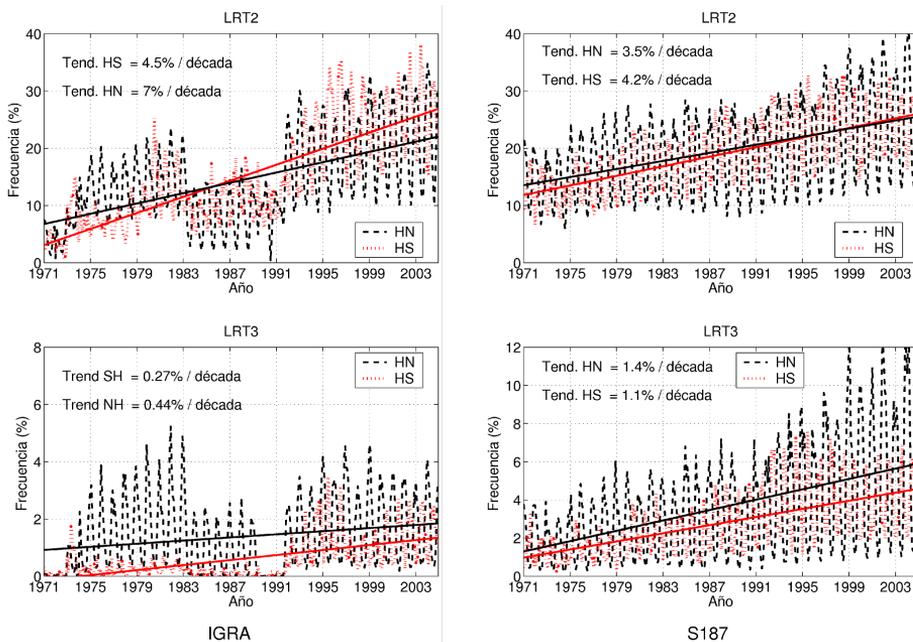


Figura 6.6: Tendencia hemisférica por mínimos cuadrados de la frecuencia mensual global de casos de LRT2 y LRT3 para el conjunto completo de estaciones en IGRA (izquierda) y S187 (derecha).

Las tendencias de las frecuencias de LRT2 y LRT3 son positivas para ambos hemisferios. Para LRT2 las tendencias son del mismo orden de magnitud en ambos conjuntos de datos para los dos hemisferios. Para LRT3 las tendencias son un orden de magnitud menores para el caso de

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

IGRA que para el de S187.

El cambio abrupto en la frecuencia entre 1983 y 1991 se puede observar en ambos hemisferios tanto para LRT2 como LRT3 en el caso de IGRA. Sin embargo para el caso de S187 este fenómeno es apenas distinguible. La causa podría ser de nuevo la señalada para el análisis de todo el planeta.

El cuadro 6.2 contiene las tendencias de la frecuencia anual hemisférica que también se pueden observar en la figura 6.6.

6.1.3. Análisis climático de la presión y temperatura de múltiples tropopausas

Las figuras 6.7 y 6.8 muestran respectivamente los campos medios estacionales globales de presión y temperatura para los casos de primera, segunda y tercera tropopausa. Se puede observar la típica estructura meridional de la tropopausa con la presión ascendiendo a medida que aumenta la latitud. Es de destacar la existencia en el caso de MT de un máximo de presión muy marcado en Asia central para todas las estaciones del año.

La estructura del campo de temperatura es coherente con el de presión, con temperaturas más bajas (altas) en las zonas con menor (mayor) presión de la tropopausa. Éste fenómeno se observa fácilmente en los casos de tropopausa simple y doble, sin ser tan obvio para el caso de triple tropopausa. Asimismo, se observa que la temperatura es mayor para una triple tropopausa que para la doble, y para la doble mayor que para una simple.

Una característica interesante es el hecho de que las temperaturas descienden cuando nos movemos meridionalmente desde el Polo en verano hacia el polo en invierno, en concordancia con la estructura usual de la temperatura en la estratosfera (Brasseur y Solomon, 2005). Para el caso de MT en el HN se observa que estas temperaturas más bajas se extienden más allá de las zonas polares llegando a afectar extratropicos para la zona comprendida entre 20°O y 40°E . Además los resultados obtenidos para el caso de tropopausa simple son similares al campo de temperatura obtenido por Hoinka (1999) usando datos de reanálisis.

La figura 6.9 muestra la distribución meridional estacional de presión y temperatura para tropopausa simple, doble y triple. Para el caso de

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

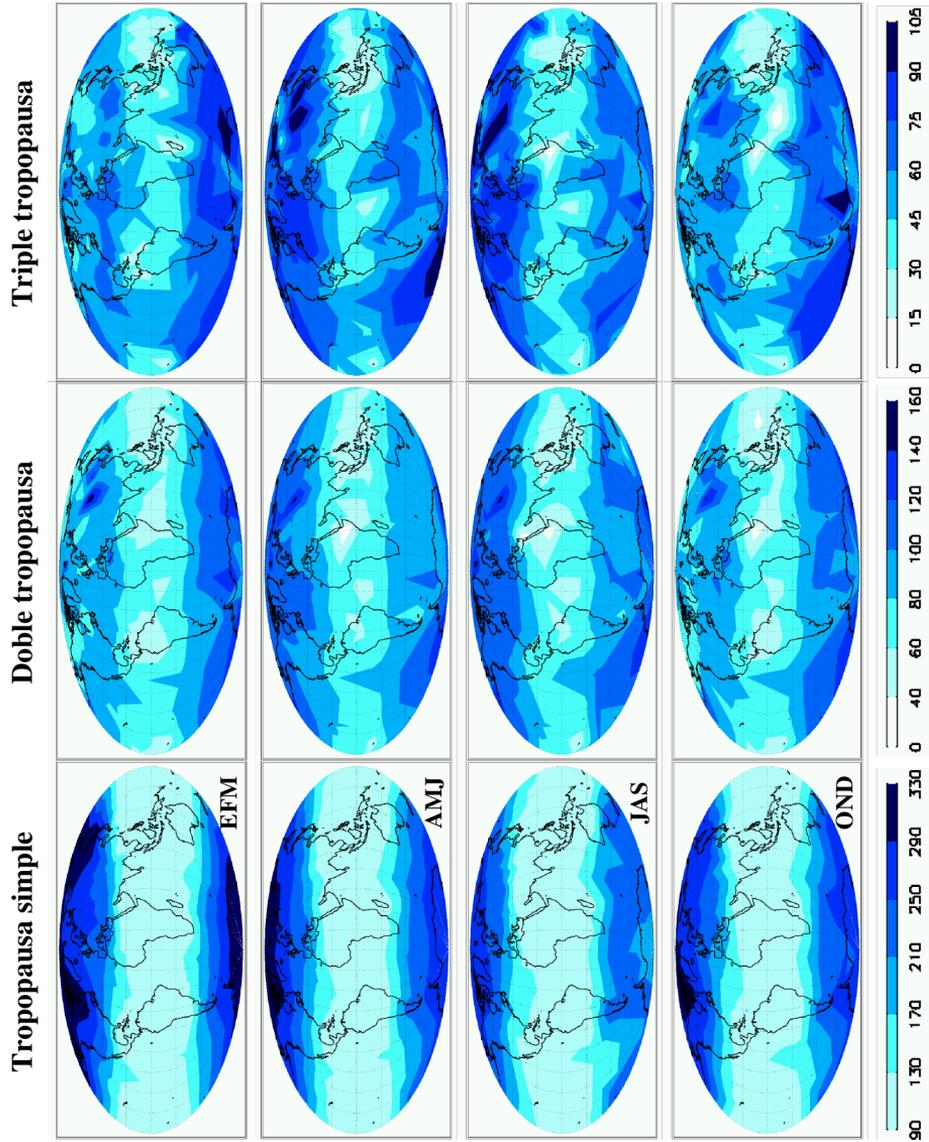


Figura 6.7: Presión media estacional en hPa para LRT1 en caso de tropopausa simple, LRT2 en caso de doble y LRT3 en caso de triple.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

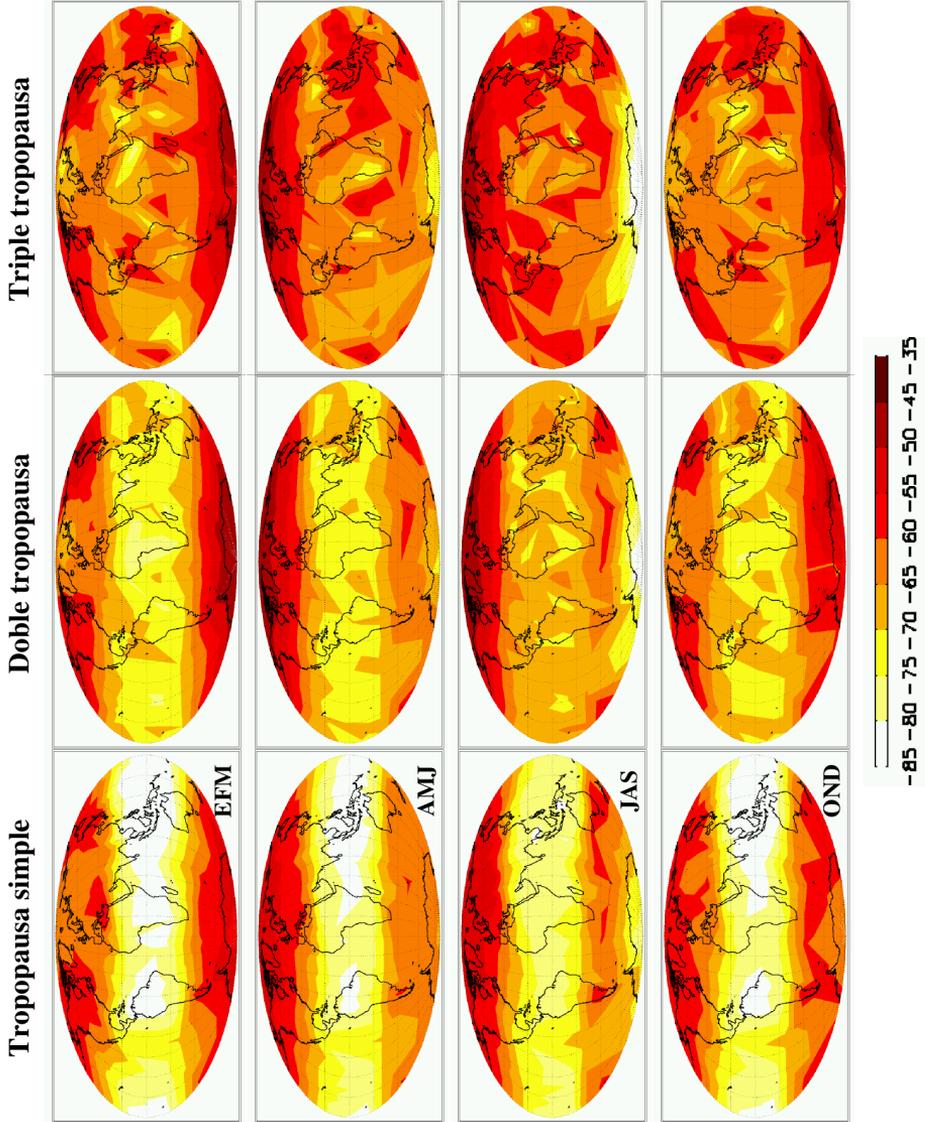


Figura 6.8: *Temperatura media estacional en °C para LRT1 en caso de tropopausa simple, LRT2 en caso de doble y LRT3 en caso de triple.*

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

tropopausa simple se observa que la presión sobre el ecuador es invariable con independencia de las estaciones del año. Sin embargo en extratropicos se puede observar un comportamiento opuesto en función del hemisferio. Mientras que para extratropicos del HS la presión es máxima durante JAS y mínima para EFM, en el HN se observa el comportamiento opuesto. Es decir, la presión de la tropopausa simple extratropical es máxima durante el invierno hemisférico. En ambos casos las diferencias de presión entre invierno y verano están comprendidas entre 40 hPa y 80 hPa, siendo máximas en torno a 40 grados de latitud. La presión sobre los polos es siempre mayor durante EFM que en JAS, pero existe una diferencia notable entre el HN y el HS. Mientras en el HN la diferencia de presión entre EFM y JAS es pequeña, tan solo 17 hPa, para el HS esta diferencia es del orden de 115 hPa. También es llamativo que la presión máxima sobre los casquetes polares se alcanza durante AMJ.

El perfil meridional de la temperatura para el caso de tropopausa simple es similar al de la presión, con temperaturas mayores en las zonas de mayor presión y viceversa. La excepción es la región extratropical y el polo del HN, donde se observan valores de temperatura mayores durante JAS que en EFM, mientras que la presión es más baja. Es de destacar que una pequeña diferencia en los valores de presión entre JAS y EFM en el ecuador (13 hPa) da lugar a una diferencia de temperatura de unos 5 °C.

Para MT se puede observar que el patrón de la presión y de la temperatura es muy similar al de tropopausa simple. Otra característica es que la diferencia de presión en extratropicos entre EFM y JAS es mucho menor para MT que para el caso de tropopausa simple. Además, el patrón de presión de MT para la zona extratropical y polar del HN muestra valores mayores durante JAS que durante EFM, lo que concuerda más con el patrón de temperatura observado aunque sea opuesto al visto para el caso de tropopausa simple.

Los perfiles de MT sobre la región del Polo Sur son de una fiabilidad discutible debido al escaso número de casos de MT presentes en nuestros conjuntos de datos para esta región (véase la figura 6.3).

En la figura 6.10 podemos observar la variación intraanual de presión y temperatura para LRT1, LRT2 y LRT3 en trópicos, extratropicos y polos. Aquí se confirma el comportamiento opuesto en la presión de la

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

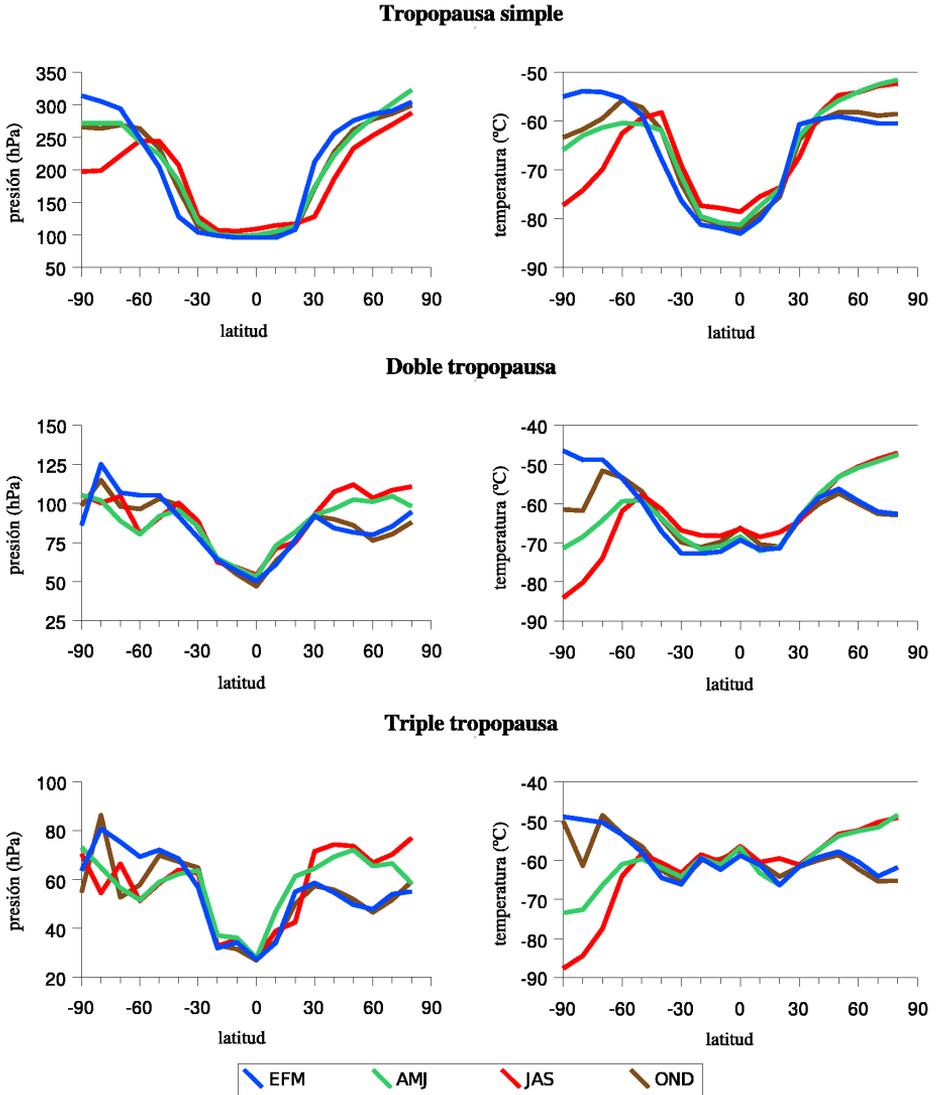


Figura 6.9: Distribución meridional estacional de presión y temperatura de LRT1 para el caso de tropopausa simple, LRT2 para el de doble tropopausa y LRT3 para el caso de triple tropopausa.

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

tropopausa simple y MT previamente detectado en mapas. Como excepción se ve que en el HN el máximo de presión está localizado en AMJ en lugar de EFM o OND. Sin embargo, el mínimo se da en JAS coincidiendo con el máximo para MT. En los trópicos la presión de la tropopausa simple y MT es más baja que para cualquier otra región del planeta durante todo el año, y es casi constante. La temperatura en los trópicos muestra un comportamiento similar al observado para la presión pero con la diferencia de que en el caso de doble y triple tropopausa es mayor que para la zona polar del HS durante JAS. Además, la tropopausa triple en las regiones polares del HN durante OND y enero se encuentra más fría que en los trópicos. Como ya se había dicho esta estructura que también se observaba en la figura 6.9 coincide con la estructura de la temperatura en la estratosfera.

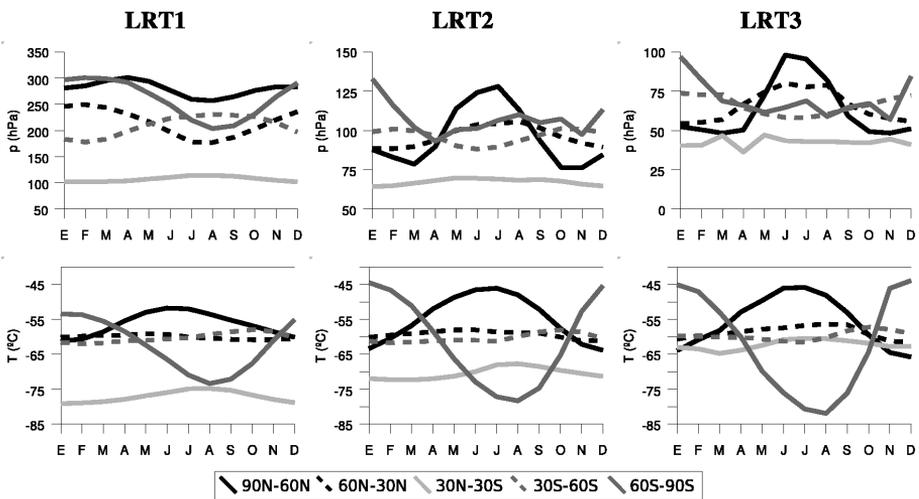


Figura 6.10: Distribución intraanual de presión (superior) y temperatura (inferior) de LRT1, LRT2 y LRT3 para trópicos, extratrópicos y polos.

Las figuras 6.11 y 6.12 muestran la distribución meridional estacional de presión y temperatura para LRT1 y LRT2 distinguiendo entre casos de tropopausa simple, doble, y triple. Aquí la intención es observar las diferencias de presión y temperatura para LRT1 y LRT2 como resultado de las diferentes condiciones termodinámicas que dan lugar a cada una.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

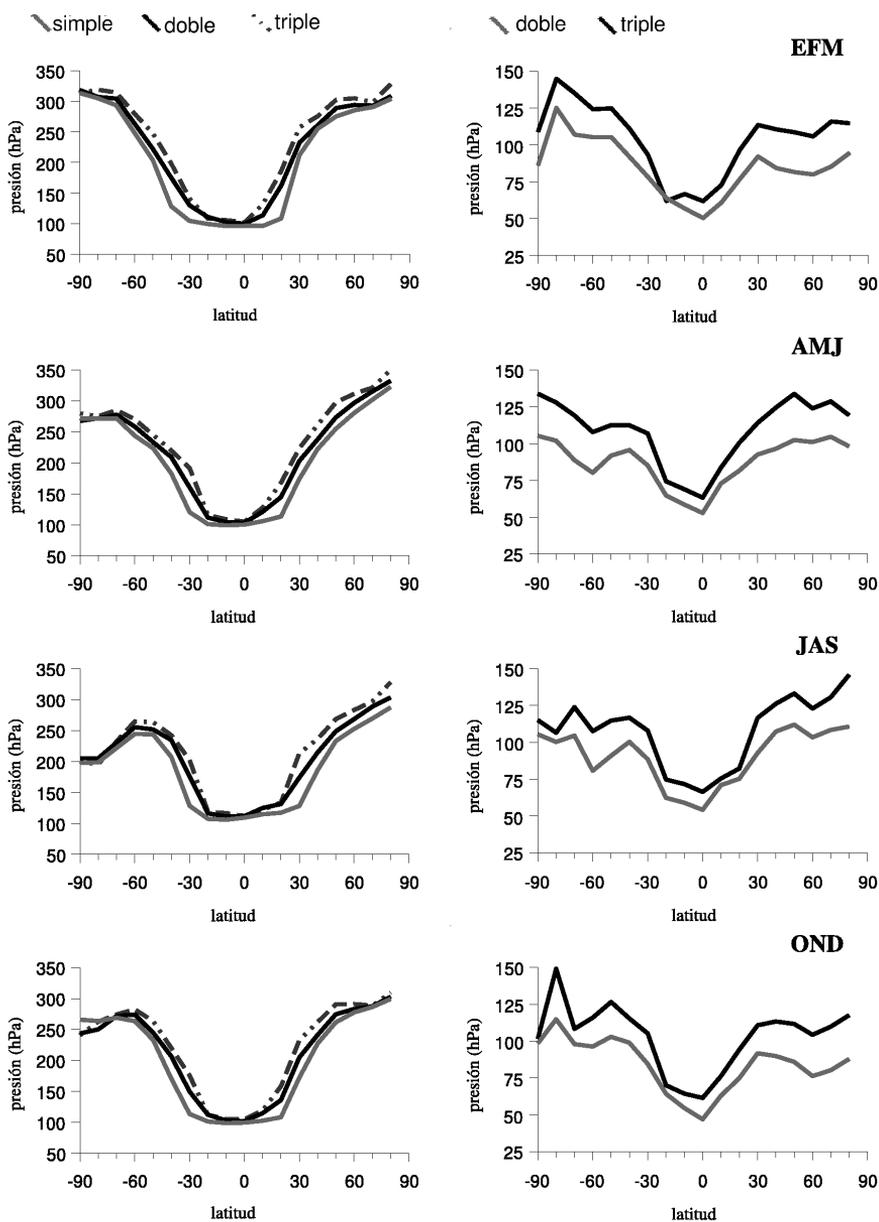


Figura 6.11: *Izquierda: distribución meridional estacional de presión de LRT1 distinguiendo entre casos de tropopausa simple, doble y triple. Derecha: distribución meridional estacional de presión de LRT2 distinguiendo entre casos de doble y triple tropopausa.*

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

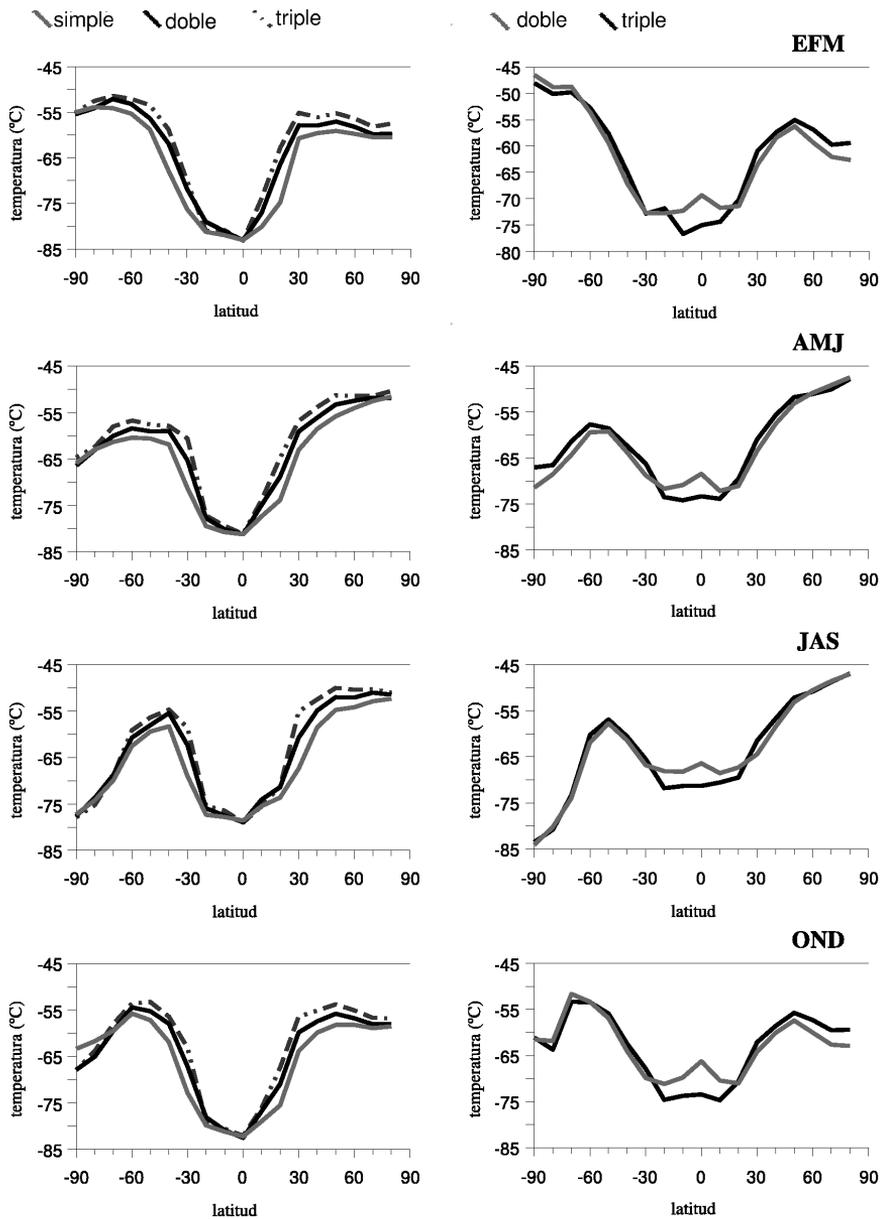


Figura 6.12: Similar a la figura 6.11 pero para la temperatura.

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

En términos generales, la presión de LRT1 (columna izquierda de la figura 6.11) es mayor para el caso de triple tropopausa que para el caso de doble, y para el de doble mayor que para el de simple. Además, la presión de LRT1 sobre latitudes tropicales bajas del HS es ligeramente inferior con respecto a la misma región del HN.

Las mayores diferencias de presión se observan entre 30°S - 60°S y 10°N - 40°N . En estas latitudes la diferencia en la presión de LRT1 es función de que se trate de un caso de simple, doble o triple tropopausa. En algunos casos, esta diferencia toma valores de unos 100 hPa y es normalmente mayor para el HN que para el HS. Las diferencias estacionales son, en términos generales, constantes. La presión ecuatorial de LRT1 es muy similar en los tres casos (tropopausa simple, doble y triple), mostrándose casi constante durante todo el año, con valores entre 100 hPa y 120 hPa. Sin embargo, se observa una clara variación sobre la zona polar del HS con valores en torno a 320 hPa para EFM que descienden a 200 hPa durante JAS. Esto va acompañado de una temperatura ecuatorial aproximadamente constante (6.12), y de unas temperaturas para la zona polar del HS que van de -55°C en EFM a -77°C durante JAS. Sobre las zonas polares del HN las temperaturas son unos 5°C inferiores en EFM que en JAS. La distribución meridional de temperatura de la figura 6.12 es coherente y proporcional con la de presión.

Para el caso de la presión de LRT2 (columna derecha de la figura 6.11), se puede observar una clara diferencia de 10 hPa a 15 hPa entre los casos de doble y triple tropopausa en la región ecuatorial y casi con independencia de la época del año. Las máximas diferencias se observan normalmente en extratropicos y van de 25 hPa a 30 hPa. La excepción es el caso del HN durante JAS donde se puede observar una diferencia de 35 hPa. Para la temperatura (figura 6.12), se observan diferencias claras solamente en la región ecuatorial, donde la temperatura de LRT2 es unos 5°C superior para el caso de doble tropopausa que para el de triple. Esta diferencia se observa a lo largo de las cuatro estaciones del año. En extratropicos, la temperatura para el caso de triple tropopausa es ligeramente mayor que para el de doble. Para la región polar del HN la diferencia es inapreciable durante AMJ/JAS y ronda los 3°C en OND/EFM. Para la región polar del HS la diferencia es apreciable solamente en AMJ cuando LRT2 es 5°C mayor en el caso de triple tropopausa que en el de doble.

La figura 6.13 muestra la diferencia intraanual de presión y temperatura entre LRT1 y LRT2 para el caso de doble tropopausa y LRT1 y

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

LRT3 para el caso de triple. Los resultados han sido obtenidos restando los valores de LRT1 respecto LRT2 y LRT3 en los casos de doble y triple tropopausa respectivamente. Denotamos a estas magnitudes como ΔP_{12} y ΔP_{13} para la presión y de forma similar para la temperatura. De igual forma que en las figuras previas, el estudio se ha llevado a cabo dividiendo las estaciones en 5 regiones (polos, extratropicos y región ecuatorial), a fin de realizar un mejor análisis.

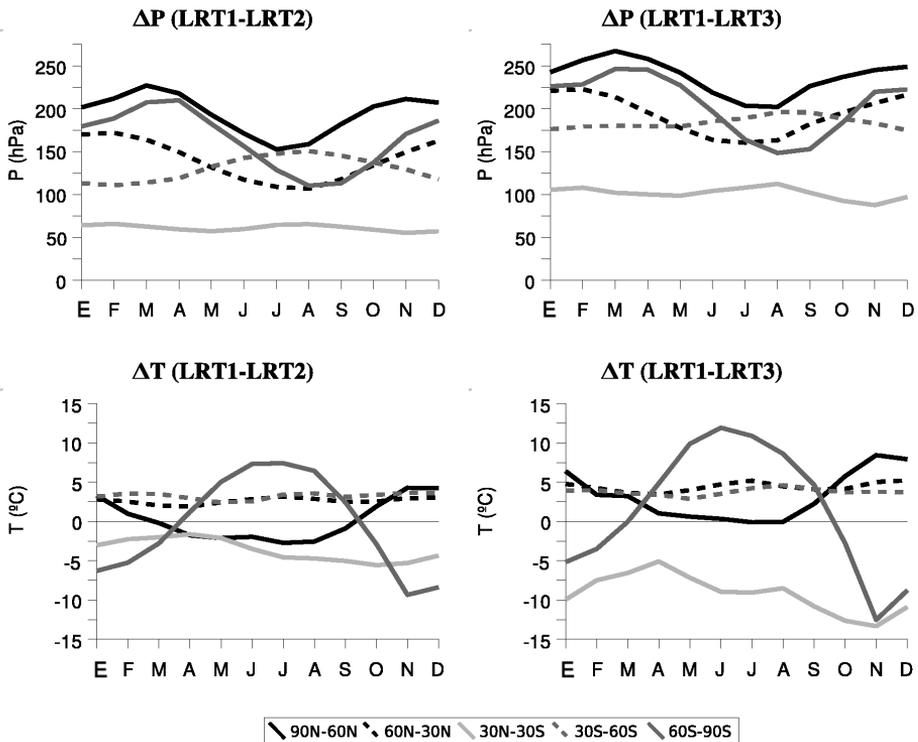


Figura 6.13: Variación intraanual de las diferencias de presión y temperatura entre LRT1 y LRT2 para doble tropopausa (izquierda) y LRT1 y LRT3 para triple tropopausa (derecha). Los resultados se muestran divididos por bandas de latitud.

ΔP_{12} y ΔP_{13} muestran un comportamiento similar a lo largo del año. Parece existir algún tipo de ciclo anual de espesor máximo (mínimo) para polos y extratropicos. En la región ecuatorial aunque se puede observar la

6.1 Frecuencia global de múltiples tropopausas

misma forma ondulada, comparativamente puede ser considerada como constante con valores que varían entre 60 hPa y 65 hPa para ΔP_{12} y 90 hPa y 110 hPa para ΔP_{13} . Se observa además que mientras los polos muestran un comportamiento similar, en los extratropicos el comportamiento es opuesto. La máxima variación intraanual de ΔP_{12} y ΔP_{13} en el HN se da sobre las zonas polares con diferencias entre el máximo y el mínimo de 75 hPa y 65 hPa respectivamente. Para el HS el comportamiento es similar, con valores de diferencias para ΔP_{12} y ΔP_{13} de casi 100 hPa en ambos casos. Los valores más elevados de espesor se dan siempre sobre las zonas polares del HN con valores máximos de 227 hPa para ΔP_{12} y 267 hPa para ΔP_{13} .

Para la temperatura la máxima variabilidad intraanual corresponde a las zonas polares del HS, con valores máximos de ΔT_{12} en torno a 7°C durante el invierno hemisférico y sobre unos -9°C en noviembre. Para ΔT_{13} alcanza casi 12°C en junio y ronda los $-12,5^{\circ}\text{C}$ en noviembre. En las regiones polares del HN ΔT_{12} y ΔT_{13} muestran un comportamiento opuesto al HS y con menor variabilidad a lo largo del año. Se puede observar también que en extratropicos la variabilidad intraanual es pequeña, con diferencias en ΔT que no superan los 2°C .

Estos resultados no coinciden con los previamente obtenidos por Schmidt et al. (2006) usando técnicas de radio ocultación con GPS. Según sus resultados la máxima diferencia de presión entre la primera tropopausa y la última (tomando como límites para su cálculo la región entre 500 hPa y 70 hPa), corresponde a extratropicos con diferencias de presión típicas de 85 hPa. Para esta misma región en los resultados aquí mostrados se pueden observar diferencias de presión entre los 100 hPa y 175 hPa para ΔP_{12} , siendo todavía mayores para el caso de ΔP_{13} . Sin embargo, para la temperatura se observan valores de diferencia máxima similares (7°C para ΔT_{12}) aunque no se mantienen globalmente. Mientras que en la figura 6.13 estos valores se observan para los polos, Schmidt et al. (2006) encuentran los mayores valores de diferencia en los extratropicos, donde los resultados aquí obtenidos varían entre $2,5^{\circ}\text{C}$ y 5°C para ΔT_{12} y ΔT_{13} .

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

6.2. Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas

Para estudiar la influencia de los modos de variabilidad de baja frecuencia en la presión y temperatura de las MT se utilizó el método de composiciones. Los modos utilizados fueron la Oscilación Cuasibienal (QBO), El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), el Modo Anular del Norte (NAM) y el Modo Anular del Sur (SAM) en los niveles de 50 hPa y 300 hPa. Las series temporales para estos modos se obtuvieron:

- para la QBO del Centro de Datos Climáticos de la NOAA (NOAA CDC - <http://www.cdc.noaa.gov> -),
- para ENSO se uso el Índice de Oscilación del Sur (SOI), obtenido de la Climate Research Unit de la Universidad de East Anglia (CRU - <http://www.cru.uea.ac.uk>)
- para NAM y SAM de la página web del Dr. Mark Baldwin (<http://www.nwra.com/resumes/baldwin/nam.php>)

Para cada uno de ellos se calculó la media y la desviación estándar, de forma que los índices se consideran positivos cuando superan el valor de la media más la desviación estándar y negativos cuando son menores que la media menos la desviación estándar.

6.2.1. QBO

El estudio de una posible influencia de la señal de la QBO en las MT tiene sentido por la relación directa que existe entre este modo y la temperatura de la baja estratosfera y, por tanto, en la presión y temperatura de la tropopausa. Es más, Collimore et al. (2003) propusieron que las fluctuaciones en la altura de la tropopausa son el mecanismo a través del cual la QBO influye sobre la convección profunda. La figura 6.14 muestra el patrón resultante de restar los valores de la composición de presión de la tropopausa cuando la QBO es positiva menos los valores de la composición cuando la QBO es negativa. En el caso de LRT1 en tropopausas simples, se observa claramente una estructura anular tanto para el hemisferio norte como para el hemisferio sur, pero el comportamiento es opuesto. Para el hemisferio norte (hemisferio sur), la presión en extratropicos es mayor (menor) para QBO positiva, mientras que en

6.2 Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas

los casquetes polares es menor (mayor) en este caso. Este patrón también se observa en el hemisferio norte para el caso de LRT2 en tropopausas dobles, mientras que en el hemisferio sur no se distingue ningún patrón claro ni para este caso ni para LRT3 en tropopausas triples. La figura 6.15 es similar a la figura 6.14 pero para la temperatura en lugar de la presión. En ella la estructura anular aparece aún más claramente.

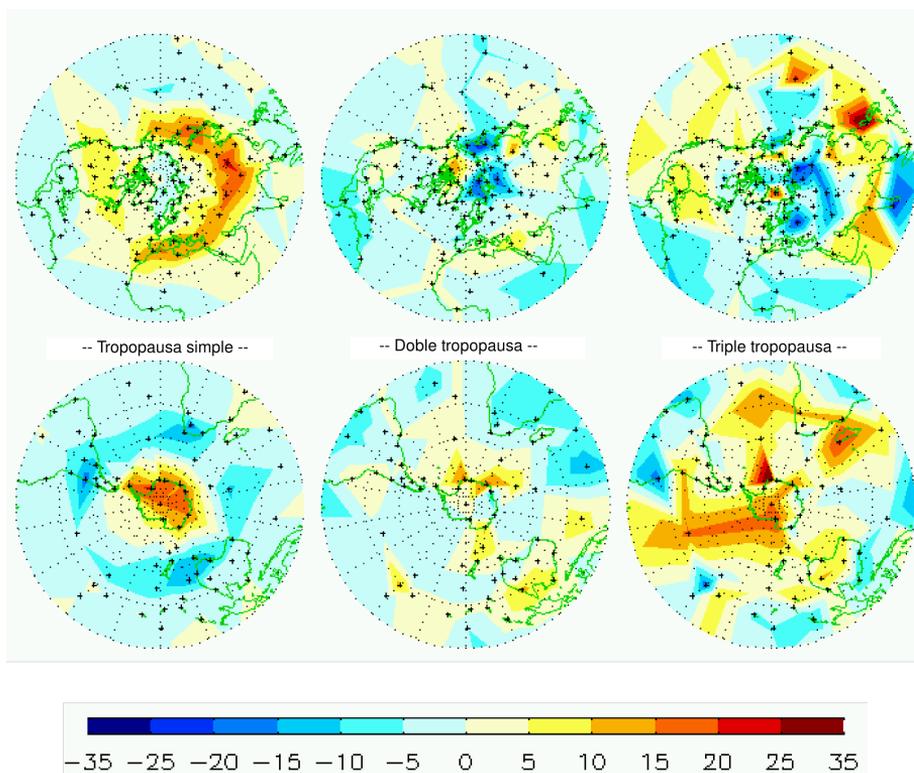


Figura 6.14: Para LRT1 en caso de tropopausa simple, LRT2 en caso de doble tropopausa y LRT3 en caso de triple tropopausa: patrón resultante de restar los valores de composición de presión cuando QBO está por debajo de su media menos la desviación estándar de los mismos cuando QBO está por encima de su media más la desviación estándar.

El resultado para LRT1 no es una novedad. Angell y Korshover (1964) informaron sobre una «relación casi desfasada entre el polo y el ecuador», y Randel et al. (2000) sobre la existencia de un máximo en la presión y

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

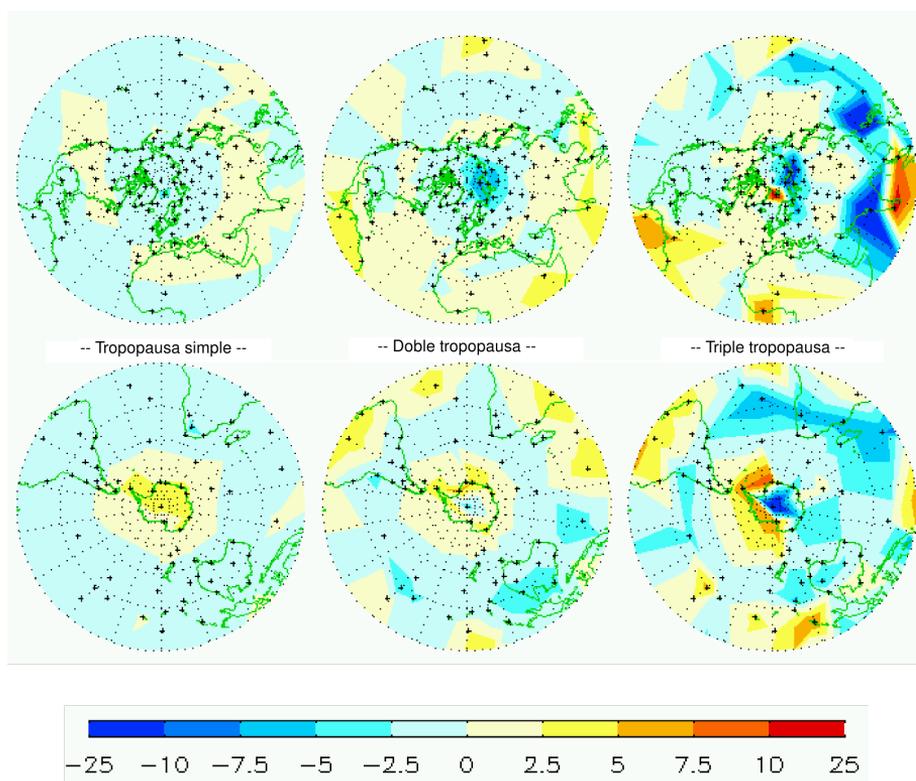


Figura 6.15: Similar a la figura 6.14 pero para la temperatura. Unidades: °C.

6.2 Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas

la temperatura de la tropopausa cerca del ecuador y de variaciones negativas (desfasadas) en las regiones subtropicales de cada hemisferio. En otros estudios (Baldwin et al., 2001) se destaca cómo la QBO es uno de los factores que influyen en NAM, que a su vez está relacionado con los calentamientos súbitos estratosféricos y con la intensidad del vórtice polar. Estas razones pueden justificar la estructura anular que aparece en las figuras.

6.2.2. SOI

Los trabajos de Reid y Gage (1985), Gage y Reid (1987), Randel et al. (2000), Kiladis et al. (2001) y más recientemente el de Seidel y Randel (2006) mostraron evidencias de la influencia de ENSO en la altura y temperatura de la tropopausa. De acuerdo con estos estudios previos, una mayor altura de la tropopausa tropical está asociada con temperaturas más altas en la superficie del océano a través de procesos de convección profunda, mientras que la relación en extratropicos se produce a través de las ondas de Rossby cuasigeostroficas. Sobre esta base realizamos un análisis similar al de la QBO pero utilizando SOI. La figura 6.16 muestra los resultados para el caso de LRT1 en tropopausas simples. Se observa un dipolo sobre el Pacífico, que coincide con la estructura encontrada por Randel et al. (2000). Sin embargo, hay una diferencia llamativa. Mientras que Randel et al. (2000) hallaron para las anomalías máximas sobre el Pacífico valores de $\pm 2\text{-}3^\circ\text{C}$ para la temperatura y $\mp 4\text{-}6$ hPa para la presión, nuestro análisis de composiciones presenta valores de casi el doble, excepto para el mínimo de temperatura que no es inferior a $-1,5^\circ\text{C}$.

Las figuras para LRT2 en tropopausas dobles y LRT3 en tropopausas triples se han omitido. El patrón anteriormente descrito no está tan bien definido en estos casos, aunque sigue habiendo una señal opuesta entre el Pacífico este y el oeste. De todas formas, los resultados no permiten hacer una valoración clara.

6.2.3. NAM/SAM

NAM y SAM tienen una gran influencia sobre la variabilidad climática de las regiones extratropicales. Es un hecho reconocido que los mecanismos dinámicos que unen la variabilidad anular en la troposfera y la estratosfera son muy fuertes, y que los cambios por encima o por debajo de la tropopausa influyen sobre el comportamiento de los modos anulares

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

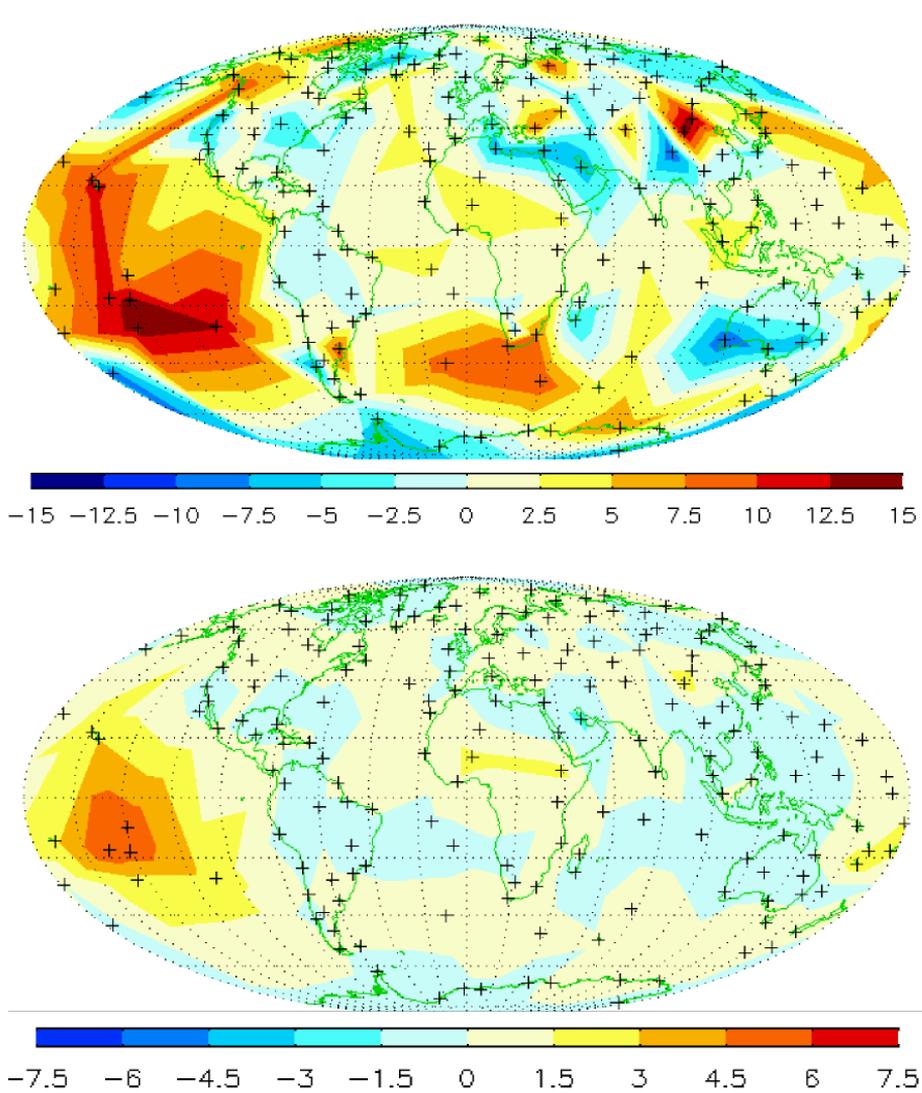


Figura 6.16: Para LRT1 en caso de tropopausa simple: patrón resultante de restar los valores de composición de la presión (en hPa) de LRT1 (superior) y temperatura (en °C) (inferior) cuando SOI es menor que su valor medio menos la desviación estándar, de los valores de composición cuando SOI es mayor que su valor medio más la desviación estándar.

6.2 Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas

a todos los niveles (Hartmann et al., 2000). Es más, la cizalla vertical del viento cerca de la tropopausa influye en la propagación de las ondas planetarias troposféricas hacia la estratosfera. Todas estas razones hacen de la relación entre los modos anulares y las MT un tema muy interesante.

Aquí se presenta un análisis similar a los anteriormente realizados para QBO y ENSO utilizando NAM y SAM en 50 hPa. En la figura 6.17 se observan diferencias notables entre las fases positiva y negativa de los modos, rondando los 80 hPa para la presión y los 25 °C para la temperatura. Una de las características observadas es el signo de la presión en los polos, con valores negativos para las tropopausas simples y positivos para MT, característica que no aparece en los mapas de temperatura. Sin embargo, es coherente con la teoría expuesta por Ambaum y Hoskins (2002). Fuera de las regiones tropicales, la tropopausa se puede aproximar mediante una superficie de vorticidad potencial isentrópica. Un vórtice polar intenso está relacionado con anomalías positivas de la vorticidad potencial, lo que da lugar a anomalías positivas de presión en la zona superior del vórtice y a anomalías negativas en la parte inferior (ver figura 4 de Ambaum y Hoskins, 2002). Estas anomalías negativas en la parte inferior concuerdan con nuestros resultados para LRT1 en tropopausas simples y las anomalías positivas en la parte superior con nuestros resultados para LRT2 y LRT3 en MT. Por su parte, el patrón de temperaturas es coherente con el hecho de que la estratosfera polar es más fría cuanto más intenso es el vórtice.

6.2.4. Conclusiones

En este capítulo se presentan las características climáticas de las MT calculadas a partir de un conjunto amplio de estaciones de radiosondeo. Se han analizado las estadísticas y la tendencia de ocurrencia, las características climáticas de la presión y la temperatura de la tropopausa, las variaciones estacionales, el espesor entre primera y última tropopausa y relaciones con modos de variabilidad climática.

La estadística muestra claramente la existencia de cuatro regiones de máxima ocurrencia de MT para el hemisferio norte y dos para el hemisferio sur, que coinciden con máximos de ciclogénesis. No concuerdan sin embargo con resultados previos a partir de datos de reanálisis sobre distribución global de pliegues de la tropopausa, que son una de las razones

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

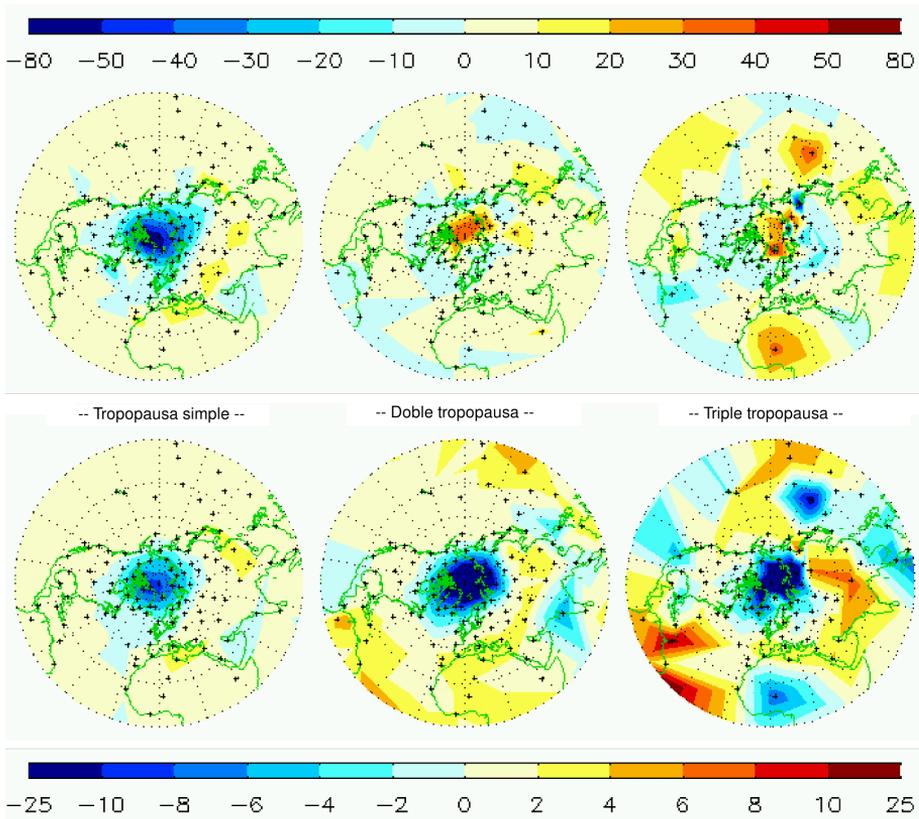


Figura 6.17: Para LRT1 en caso de tropopausa simple, LRT2 en caso de doble tropopausa y LRT3 en caso de triple tropopausa: patrón resultante de restar los valores de composición de presión (en hPa) (superior) y temperatura (en °C) (inferior) cuando NAM en 50 hPa está por debajo de su media menos la desviación estándar de los mismos cuando NAM en 50 hPa está por encima de su media más la desviación estándar.

6.2 Influencia de modos de variabilidad de baja frecuencia sobre las características de múltiples tropopausas

más importantes de la detección de MT en radiosondeos. En este sentido se hace necesario un estudio de la distribución de pliegues utilizando fuentes de datos con una resolución vertical elevada y realizar más investigaciones acerca del posible comportamiento de los mismos a escala sinóptica.

La distribución de MT coincide con la de la corriente en chorro subtropical, lo que concuerda con estudios anteriores. Es más, estos resultados presentan un parecido razonable con los campos de presión global de la primera tropopausa obtenidos por Hoinka (1998), relacionados con la convergencia de las isobaras en las regiones de máximos de ocurrencia durante el invierno, y el aumento subsecuente de la intensidad del chorro en niveles altos, así como con el debilitamiento del chorro sobre Asia durante el verano (Peixoto y Oort, 1992). Sin embargo, parece claro que es necesario continuar investigando sobre la interacción entre los desplazamientos del chorro y las MT para comprender los mecanismos de formación de las mismas.

También se calcularon tendencias para el número de ocurrencias de MT durante un período de 33 años, encontrándose una clara tendencia positiva para todo el globo. Randel et al. (2007) sugieren la posibilidad de que esta tendencia sea artificial debido a la mejora de la resolución vertical de los sondeos durante la última década. En nuestra opinión, las tendencias obtenidas a partir de un subconjunto mayor, la consistencia entre las tendencias de tropopausas reportadas para todo IGRA y las calculadas para el subconjunto, y el hecho de que la razón de crecimiento sea monótona, indican que estas tendencias son fiables al menos en su signo. Es más, podrían ser consistentes con las teorías sobre el aumento del intercambio troposfera-estratosfera y su relación con el cambio climático. Buhart y Scaife (2001) señalaron un incremento de alrededor del 3% por década en el flujo de masa entre ambas capas atmosféricas, y en este capítulo se muestran tendencias de entre un 1% y un 4% por década.

Las características climáticas de la presión y la temperatura de la tropopausa revelan la complejidad de este fenómeno. El comportamiento de LRT1 en tropopausas simples es el esperado y concuerda con los obtenidos en estudios previos. LRT2 en tropopausas dobles y LRT3 en tropopausas triples muestran un comportamiento que parece estar más relacionado con la estratosfera que con la alta troposfera, con una clara dependencia de las condiciones termodinámicas para cada caso y estación del año. Particularmente, los casquetes polares muestran una sensibilidad

6. CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS GLOBALES EN CASOS DE MÚLTIPLES TROPOPAUSAS

especial a las variaciones estacionales. Otra característica importante en la comprensión del fenómeno es el espesor entre la primera y la última tropopausas detectadas en MT, que tiene también una fuerte dependencia estacional. Esta cuestión no es trivial y habría que realizar más investigaciones sobre ella. Es necesario saber si en los casos de MT la «capa material» que separa la troposfera de la estratosfera es LRT1, LRT2 o LRT3. También es muy importante conocer la estabilidad de las masas de aire contenidas entre las tropopausas en MT. Para ello se podrían realizar análisis adicionales a los realizados previamente por Birner (2006) utilizando métodos como el cálculo de la frecuencia de flotabilidad.

La variación intraanual combinada de la frecuencia de ocurrencia, presión y temperatura de MT presenta diferencias considerables en las regiones tropicales y extratropicales. Mientras que en las latitudes más bajas no hay ciclo estacional, este es muy fuerte en extratropicales.

La relación observada con diferentes modos de variabilidad muestra que la ya conocida influencia sobre LRT1 también se presenta en los casos de tropopausas de orden superior. La QBO influye claramente sobre la presión y temperatura de LRT1 en tropopausas simples y LRT2 en tropopausas dobles. Para el caso de LRT3 en tropopausas triples la señal es confusa, posiblemente debido a la falta de datos en días con valores de QBO significativa. La relación entre la QBO y los modos anulares parece tener un papel relevante en la modulación de la presión y de la temperatura de las MT.

La relación con SOI muestra una clara influencia de ENSO sobre la presión y temperatura de LRT1 en tropopausas simples en las regiones en las que se produce este fenómeno, además de máximos persistentes de presión en los casos de LRT2 y LRT3 para MT.

NAM en 50 hPa muestra una conexión clara con la presión y temperatura de LRT2 en tropopausas dobles y LRT3 en tropopausas triples, reproduciendo perfectamente el conocido patrón anular y confirmando los resultados obtenidos en otros estudios. La influencia de NAM en 300 hPa no es significativa y el análisis realizado con SAM presenta problemas debidos a la menor cantidad de datos en el hemisferio sur.

Capítulo 7

Análisis de tendencias de parámetros de la tropopausa y homogeneización de datos

7.1. Tendencias en la presión de la tropopausa

Tal y como se ha dicho anteriormente la presión de la tropopausa ha sido propuesta como un posible marcador de efectos antropogénicos sobre el clima (Santer et al., 2003a,b; Sausen y Santer, 2003). Estudios recientes han identificado incrementos en la altura de la tropopausa a partir de datos de radiosondeo (Highwood et al., 2000; Seidel y Randel, 2006; Seidel et al., 2001), combinaciones de observaciones y reanálisis (Randel et al., 2000) y a partir de modelos climáticos (Santer et al. (2003b)). Además los análisis de Santer et al. (2004) utilizando reanálisis de segunda generación confirman los resultados previamente obtenidos.

Aquí se procederá al análisis de las tendencias de presión y temperatura de la tropopausa, calculando las series correspondientes utilizando el subconjunto de 187 estaciones (S187) mencionado en los capítulos anteriores y usando la base de datos IGRA.

Las figuras 7.1 y 7.2 muestran respectivamente la tendencia global anual y estacional de presión y temperatura de la primera tropopausa (LRT1) a las 0000 UTC y 1200 UTC. Para realizar el cálculo se ha utilizado el subconjunto S187 para el período 1971-2003. Debido a que en ocasiones los sondeos no se realizan a las usuales 0000 UTC y 1200 UTC, se tomaron como sondeos correspondientes a estas horas aquellos realizados

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

entre las 2100 UTC-0300 UTC y 0900 UTC-1500 UTC respectivamente. Para el cálculo de la media anual se exigió que existieran un mínimo de 90 datos válidos para cada una de las horas. Para el cálculo de la media estacional se exigió un mínimo de 30 datos válidos para el cálculo de la media. En los casos en que estas condiciones no se dieron, el dato anual o estacional se consideró perdido. Además para el cálculo de las tendencias se requirió que existieran un mínimo de 11 valores válidos en cada caso.

Tal y como se puede ver en la figura 7.1, en líneas generales la tendencia de la presión es negativa con valores máximos en las regiones extratropicales durante el invierno hemisférico. Aun así, las tendencias en AMJ y OND no son despreciables. También se puede observar como las tendencias son más marcadas para las 0000 UTC que para las 1200 UTC independientemente de su signo. De igual forma, resulta llamativo que en gran parte los máximos de tendencia de presión se den en zonas en las cuales se habían detectado previamente máximos de casos de múltiples tropopausas (MT) (ver figura 6.2).

Para el caso de la temperatura, las tendencias son mucho menos marcadas aunque principalmente son de carácter negativo. Se puede observar además que el patrón global de tendencia de la temperatura es mucho más irregular que el de presión.

Estas tendencias de disminución de la presión y de la temperatura de LRT1 son coherentes con los resultados previos ya mencionados de aumento de la altura de la tropopausa, si bien se puede observar que los campos obtenidos de ambos parámetros son muy irregulares y la señal muy confusa a la hora de su interpretación. Una de las posibles causas de ello es la probable inhomogeneidad de las series de datos utilizadas para su cálculo. Es aquí donde cobra especial relevancia la homogeneización de los datos de radiosondeo y por lo tanto la siguiente sección de este capítulo.

7.2. El concepto de datos homogéneos

Cuando se dispone de una serie temporal de datos, se supone en principio que ésta es «homogénea», esto es, si los datos corresponden a medidas experimentales se supone que todos han sido medidos siguiendo los mismos procedimientos y técnicas. Esto permite que las medidas sean comparables entre sí. Algunas veces, cuando los instrumentos, prácticas o

7.2 El concepto de datos homogéneos

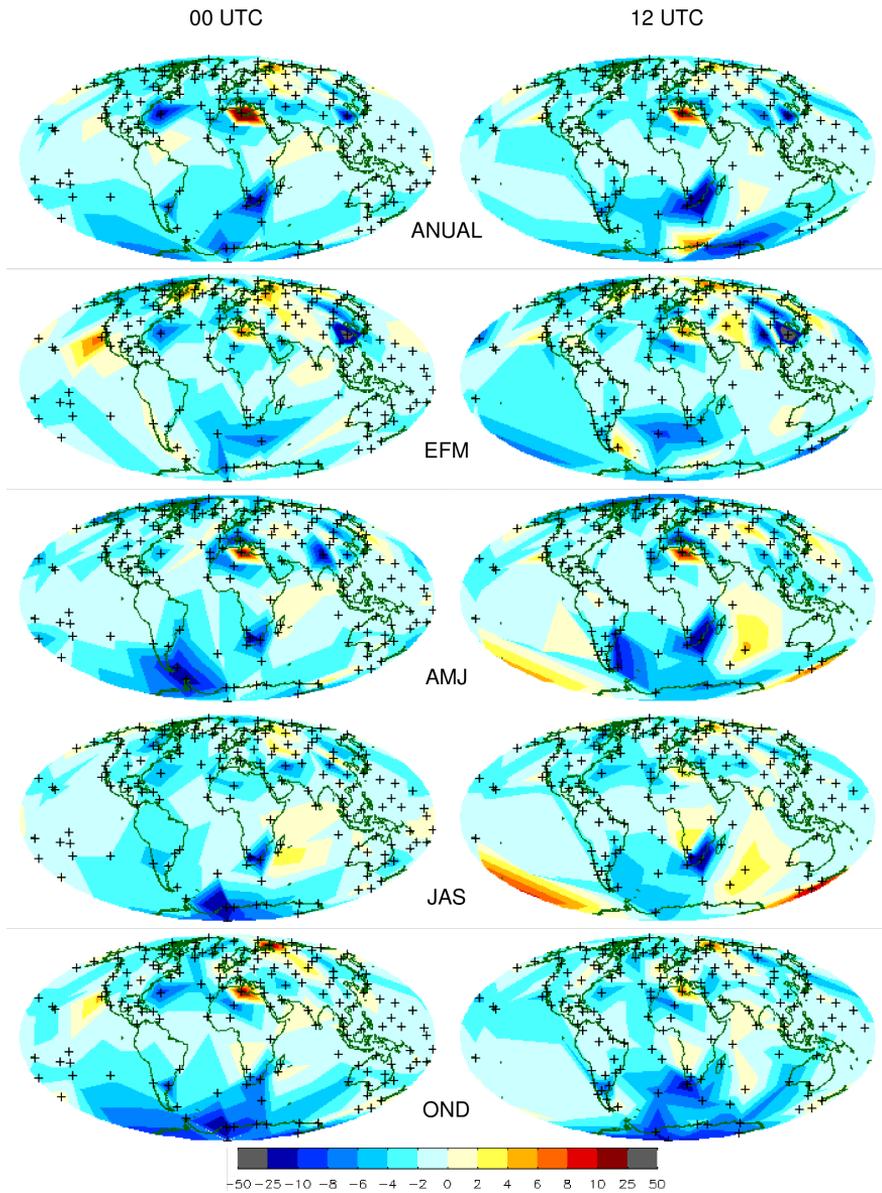


Figura 7.1: *Tendencia anual y estacional de la presión de la LRT1 en hPa/década a las 0000 UTC y 1200 UTC usando S187 para el período 1971-2003.*

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

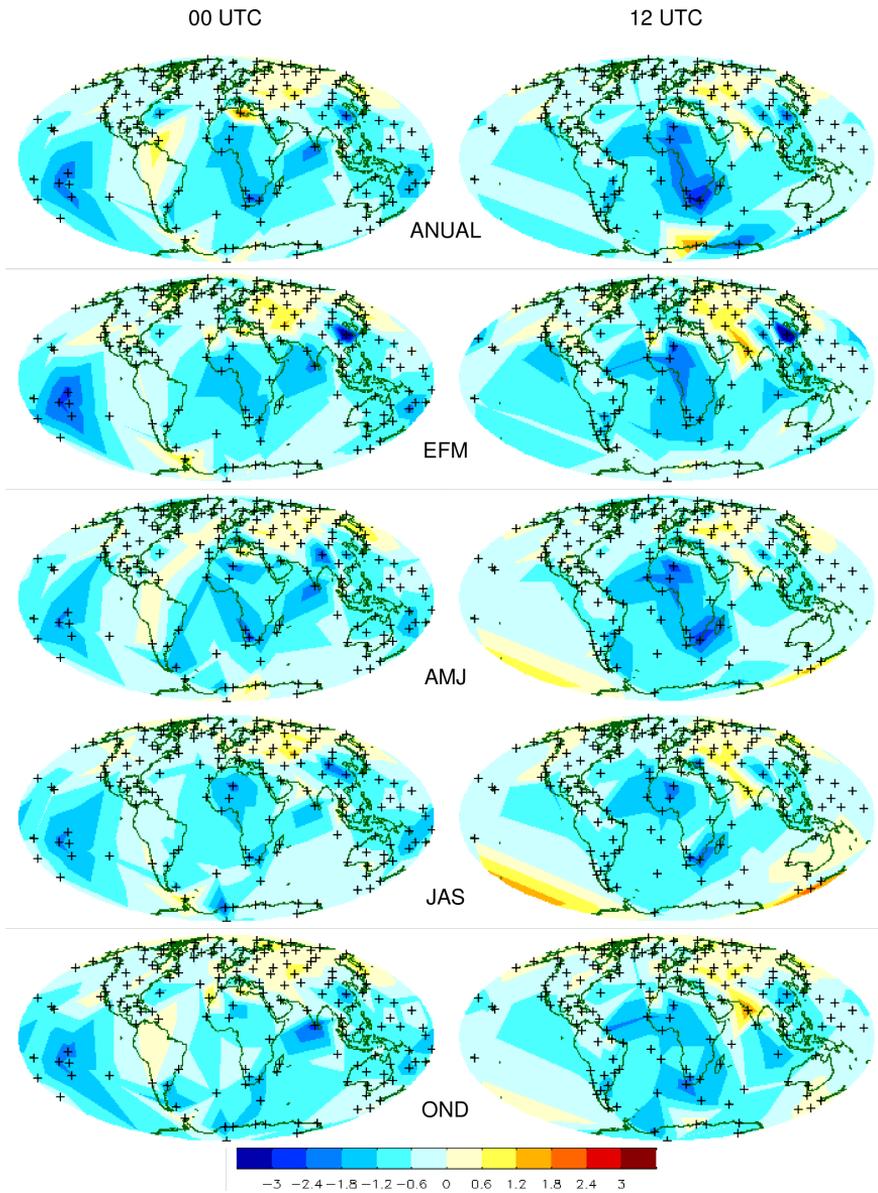


Figura 7.2: *Tendencia anual y estacional de la temperatura de la LRT1 en °C/década a las 0000 UTC y 1200 UTC usando S187 para el período 1971-2003.*

7.3 ¿Por qué es necesario homogeneizar los datos de radiosondeo?

lugar de medida cambian, las observaciones muestran una variación artificial (Peterson, 2006). De igual modo puede haber muchas otras razones que provoquen variaciones no naturales en una serie de datos medidos. Esta variación en las medidas es en sí un ejemplo de «inhomogeneidad».

En el caso de medidas sobre distintas variables atmosféricas, si disponemos de una serie de datos homogéneos, entonces toda variabilidad o cambio será debida al comportamiento de la atmósfera (Aguilar et al., 2003). Este concepto es esencial para el análisis climático. Es necesario por tanto eliminar todas las inhomogeneidades posibles en una serie de datos o por lo menos detectarlas y determinar el impacto que éstas tendrán sobre los potenciales resultados finales que obtengamos.

A fin de disponer de series de datos homogéneos para la investigación atmosférica, la OMM ha establecido recientemente el Sistema Global de Observación del Clima (GCOS). Con esta medida se trata de evitar que se pierda o reduzca seriamente el valor de las series de datos históricos. Asimismo, dentro de esta medida se aconseja reducir los cambios en las prácticas de observación e instrumentación en la medida de lo posible (WMO, 2002).

Actualmente existen dudas sobre la aplicación de los estándares expuestos en la documentación de la OMM. Para hacerse una idea se puede tomar el siguiente ejemplo: el límite de error aceptable para una medida de temperatura con radiosonda según la OMM es de $0,3^{\circ}\text{C}$. Sin embargo, los errores en la medida de la temperatura con radiosondas en la alta troposfera y baja estratosfera suelen ser superiores a este valor (Durre et al., 2005). Easterling et al. (1996) contiene una interesante discusión sobre la creación y uso de series de datos homogéneos en investigación climática.

7.3. ¿Por qué es necesario homogeneizar los datos de radiosondeo?

Desafortunadamente, frente al concepto de dato homogéneo, la mayoría de las series de datos climáticos están afectadas por diversos factores ajenos al clima, lo que hace que no sean representativas de tendencias reales, pudiendo incluso llevar a interpretaciones erróneas de las variaciones climáticas (Aguilar et al., 2003) o afectando a la intercomparabilidad de los mismos para un período entero de estudio (WMO, 2002). En el caso de los datos de radiosondeo, estos pueden verse influidos por cambios en

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

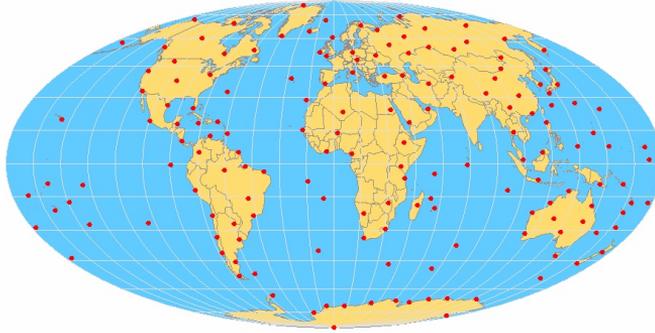


Figura 7.3: Red de estaciones de radiosondeo de la OMM «GUAN» (Global Upper Air Network). Obtenida de «<http://guanweb.metoffice.com/>».

la localización de la estación de lanzamiento de la sonda o en el entorno de la misma, por cambios del modelo de radiosonda o de parte de sus sensores y por cambios en las prácticas de observación o procedimientos utilizados para realizar los informes de los datos recogidos. En Schwartz y Doswell III (1991) se puede encontrar un resumen de los problemas que afectan a este tipo de datos y una posterior discusión sobre los mismos.

A fin de reducir algunas de las posibles causas que introducen inhomogeneidades, se trabaja últimamente sobre la idea del uso a nivel internacional de un modelo de radiosonda estándar con características perfectamente definidas y conocimiento de los errores a los que está sujeta. Estas y muchas otras ideas sobre la mejora de la utilidad de los datos de radiosondeo son actualmente un tema de discusión entre los investigadores (Durre et al., 2005).

También es reconocida la importancia de la «homogeneidad del entorno», ya que el entorno de las estaciones tiende a cambiar continuamente, sobre todo el de aquellas localizadas en núcleos urbanos o zonas próximas a ellos. Aunque en el marco de este trabajo estas consideraciones no son cruciales al tratar con datos de radiosondeo, sí tienen gran importancia para las medidas en superficie en la estación, las cuales forman el primer nivel de un radiosondeo.

Otro efecto a tener en cuenta sobre series de datos homogéneas es el de la influencia climática de las grandes erupciones volcánicas. Angell y

7.3 ¿Por qué es necesario homogeneizar los datos de radiosondeo?

Korshover (1983) observaron que tras la erupción del Agung (Bali) en 1963, medio año después se produjo un aumento de la temperatura de 4 °C en el nivel de 50 hPa en la zona ecuatorial. Igualmente tras la erupción de El Chichón (México) en 1982, medio año más tarde se produjo un aumento de temperatura de 4 °C en el nivel de 30 hPa en las zonas subtropicales del hemisferio norte. Asimismo existen evidencias de un aumento de la temperatura de entre 2 °C y 3 °C en las zonas subtropicales del hemisferio norte durante la estación en la que se produjo la erupción del Agung y desajustes en la QBO tras la erupción del mismo.

Este tipo de fenómenos junto con oscilaciones naturales tales como El Niño (Trenberth, 1997) dan lugar a cambios en las series. En este caso se ha de tener en cuenta las características del estudio a realizar, ya que en función de las mismas puede ser necesario eliminar estas señales de la serie mediante procedimientos de homogeneización o mantenerlas debido a su carácter de variabilidad natural.

Easterling y Peterson (1995a) examinaron el efecto de la existencia de discontinuidades artificiales sobre tendencias en temperaturas máximas y mínimas, encontrando que para trabajos que cubren grandes regiones de estudio (escala hemisférica) los efectos suelen ser menores. Sin embargo las consecuencias negativas de la falta de homogeneidad se ven incrementados cuanto más pequeña es el área de estudio, alterando significativamente las tendencias calculadas.

En estudios previos se han encontrado indicios razonables de influencia del uso de datos de radiosondeo inhomogéneos en el cálculo de tendencias de temperatura, especialmente en las estimaciones del enfriamiento estratosférico (Gaffen, 1994; Gaffen et al., 2000).

Zhai y Eskridge (1996) probaron la existencia de inhomogeneidades en series de datos de temperatura y humedad, llevando a cabo procedimientos de homogeneización a fin de solventarlas. Existen asimismo investigaciones que demuestran que las variaciones en los sensores de medida influyen en la homogeneidad de los datos de radiosondeo (Garand et al., 1992), al igual que factores externos a los mismos (Sherwood et al., 2005) o ajustes de corrección aplicados a los valores obtenidos con ellos (Durre et al., 2002; Luers y Eskridge, 1998; Miller et al., 1999). De igual modo otros autores han llevado a cabo estudios sobre el posible impacto en la homogeneidad de las series (y por lo tanto en el cálculo de tendencias climáticas) de las variaciones en el número de radiosondeos realizados

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

(Elliot y Ross, 2000).

Recientemente Randel y Wu (2006) demostraron que el uso del subconjunto de estaciones de radiosondeo LKS con datos de IGRA tiene problemas de homogeneización al aplicarlo al estudio del perfil vertical de temperatura en los trópicos, ya que da lugar a grandes errores sobre todo en el caso del enfriamiento estratosférico. Además Randel y Wu (2006) sugieren la posibilidad de que otras bases de datos de radiosondeo y las investigaciones llevadas a cabo con ellas tengan el mismo problema.

7.4. Procedimientos de homogeneización de datos de radiosondeo

Para la homogeneización de datos de radiosondeo se aplican diversas técnicas que abarcan desde el simple estudio de los datos históricos sobre las observaciones hasta complejos métodos de análisis matemático que requieren un uso intensivo de recursos computacionales.

Aún así la detección de inhomogeneidades que influyen gradualmente sobre una serie de datos en lugar de hacerlo bruscamente, suele ser una tarea ardua y compleja que no siempre es posible llevar a cabo.

En el apéndice D se muestra un listado obtenido de Aguilar et al. (2003) de diferentes técnicas ampliamente utilizadas para detectar inhomogeneidades y eliminarlas. Una comparación interesante de distintas técnicas de homogeneización de series de temperatura puede ser encontrada en Ducré-Robitaille et al. (2003), y otra del uso conjunto de técnicas de detección de puntos de cambio en Menne y Williams Jr. (2005). También se muestran otros métodos obtenidos de la literatura relevante al respecto, que están marcados con un «*».

7.5. Metadata

Sea cual sea la variable que se mida, a fin de que los datos tomados sean útiles para futuros usuarios debe estar documentado dónde y bajo qué condiciones se han realizado las medidas. A esta información se la denomina «datos sobre los datos» o «metadata». La palabra metadata se compone del griego «meta» (más allá de) y el latín «datum» (un hecho

7.6 Procedimiento de homogeneización utilizado en este trabajo

dado). Los metadatos deberían reflejar cómo, dónde, cuándo y quién toma los datos (Aguilar et al., 2003).

En el caso de las observaciones de radiosondeo, lo ideal sería que un conjunto completo de metadatos reflejara todos los cambios que afectan la estación o radiosondas a lo largo de su historia, formando un historial de la estación.

Los metadatos son de extrema importancia. El conocimiento exacto de cuándo un determinado sensor o instrumento es reemplazado, así como las características técnicas de los mismos puede ser determinante a la hora de eliminar señales no correspondientes con variabilidad natural en una serie de datos. Esto ayuda a incrementar la fiabilidad de los resultados obtenidos en un estudio y a asegurar que la variabilidad representada en las series es sólo de origen climático.

Existen diversas recopilaciones extensas de metadatos de radiosondeos como las realizadas por Gaffen (1993, 1996).

7.6. Procedimiento de homogeneización utilizado en este trabajo

El análisis de los métodos de homogeneización expuestos en el apéndice D permite concluir que, desde un punto de vista teórico, el óptimo para su aplicación a este trabajo en la actualidad es el método IUK. Sin embargo una profundización en el mismo nos conduce a la imposibilidad de su utilización.

Existen limitaciones como por ejemplo el hecho de que, en su versión actual, el método de Sherwood (2007) a la hora de calcular la distancia entre dos estaciones cercanas para la comparación de series considera un sistema de coordenadas cartesianas en lugar de un sistema de coordenadas esféricas. Esto da lugar a que el método falle para estaciones en latitudes altas. Otro fallo se produce cuando se intenta eliminar el ciclo diario de una serie de datos. El diseño original del método se realizó para un caso de varios niveles en altura utilizando como variable la temperatura. El establecimiento de unos valores límite para la eliminación del ciclo diario en la tropopausa aún utilizando la misma variable, es decir, la temperatura, no es trivial y es posible que el método sea incapaz de eliminarlo

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

debido al rango de las variaciones día/noche.

El procedimiento de homogeneización que finalmente se ha aplicado a las series de datos utilizadas en este trabajo consta de varios pasos o fases. La base para desarrollarlo han sido las reglas y recomendaciones descritas en el anexo, así como el uso conjunto de varias de las técnicas expuestas para detectar inhomogeneidades en las series de datos. La principal guía para el mismo han sido los artículos de Lanzante et al. (2003a, 2003b).

7.6.1. Cálculo de series de anomalías mensuales de altura de la tropopausa

Partiendo de los datos de radiosondeo de que disponemos, se calculó en primer lugar la presión de la tropopausa a las 1200 y 0000 UTC usando la definición de la tropopausa térmica (WMO, 1957). En ciertos casos los sondeos se encontraban disponibles a las 2300 o 0100 UTC en lugar de a las 0000 UTC. En estos casos se utilizó el sondeo disponible. En aquellas ocasiones en que se encontraban disponibles a ambas horas, utilizamos el resultado a las 0100 UTC. En los casos en los cuales el sondeo no disponía de un número suficiente de niveles o presentaba datos erróneos o perdidos, la presión de la tropopausa se tomó como dato perdido. Posteriormente, se procedió al cálculo de las series mensuales de anomalías de presión de la tropopausa, para lo cual se exigió que existieran por lo menos 16 días por mes con datos válidos.

7.6.2. Clasificación de puntos de cambio

La detección de puntos de cambio se realizó en base a cuatro fuentes de información:

- método computacional: se aplicó el método iterativo basado en análisis no paramétricos desarrollado por Lanzante (1996,1998) para la detección de cambios abruptos en la varianza de las series de anomalías mensuales de presión de la tropopausa. Posteriormente se calculó la media bipesada anual a partir de dichos valores mensuales, para lo cual se exigió la existencia de valores válidos para un mínimo de 6 meses del año.
- ciclo diurno: se valoró la existencia de diferencias significativas de presión media de la tropopausa entre la serie correspondiente a las 0000 y a las 1200 UTC.

7.7 Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización

- metadata: se utilizaron los metadata existentes en el proyecto CARDS.
- metadata y consideraciones de Lanzante et al. (2003a, 2003b).

En función de estos criterios se hizo una clasificación de puntos de cambio en uno de los siguientes cuatro tipos según la fiabilidad del mismo:

- Tipo 1: detectado usando el método computacional (MC) + confirmación a partir de las series de diferencias 0000 y 1200 UTC (CSD) + confirmación a partir de metadata (CM).
- Tipo 2: MC + CSD o CM.
- Tipo 3: MC + confirmación con la estación más cercana.
- Tipo 4: solamente MC (en este caso se supone que se trata de variabilidad natural).

Adicionalmente se realizó un análisis serie por serie para cada estación a fin de valorar los puntos de cambio y observar si son atribuibles a fenómenos de variabilidad natural como ENSO o erupciones volcánicas importantes (Agung, El Chichón o Pinatubo).

7.7. Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización

Para este ejemplo se han estimado cambios en la presión de la LRT1 para un período de 25 años (1973-1998) en la región euroasiática, concretamente para la región delimitada por 20°N - 80°N y 46°E - 90°O , lo cual representa aproximadamente un 13% del planeta. Esta es un área de fuerte variabilidad interanual en la presión de la tropopausa, en la que el principal modo de variabilidad climática extratropical tanto en troposfera como estratosfera, el modo anular del norte (NAM) (Baldwin y Dunkerton, 2001), puede influir fuertemente sobre la presión de la tropopausa (Ambaum y Hoskins, 2002).

Los datos utilizados pertenecen a la base CARDS. Se seleccionó para el estudio un subconjunto inicial de 36 estaciones (ver figura 7.5) en la región euroasiática que corresponde a las del subconjunto de Wallis. Según Wallis (1998), este subconjunto de CARDS debería proporcionarnos una cobertura espacial y temporal óptima. Aunque se ha trabajado con

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

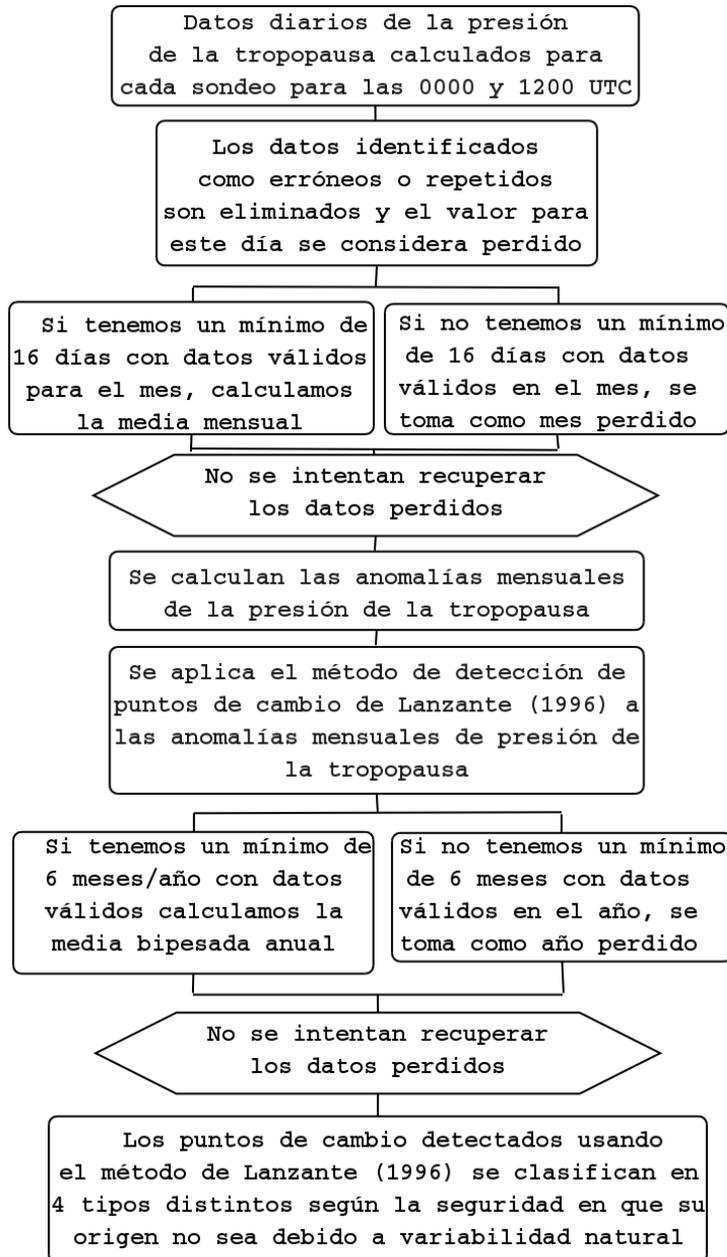


Figura 7.4: Esquema del método de homogeneización propuesto.

7.7 Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización

ambas horas de observación sinópticas estándar (0000 UTC y 1200 UTC) solamente se muestran los resultados para las 0000 UTC ya que los resultados obtenidos para las 1200 UTC son muy parecidos.

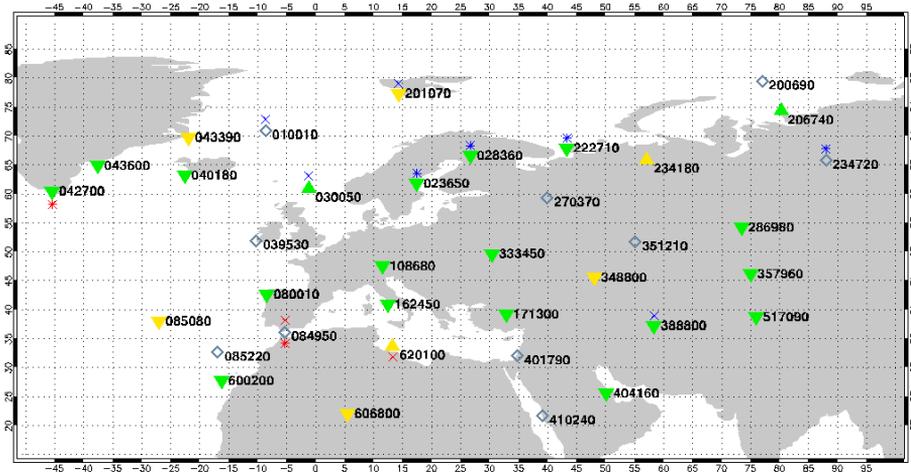


Figura 7.5: Escenario 1: estaciones para la región estudiada (20°N - 80°N y 46°E - 90°O) a partir del subconjunto de Wallis (1998) para la base de datos CARDS. Los triángulos indican si hay incremento (triángulo hacia arriba) o descenso (triángulo hacia abajo) de la presión de LRT1 en cada estación de radiosondeo, mientras que el rombo significa que el incremento es inapreciable. Los colores indican el rango del incremento en valores absolutos (verde: 1-5, amarillo: 5-10, rojo: 10, en hPa/década). Las estaciones donde no se pudo calcular incremento aparecen con un cuadrado. Los símbolos «*» y «x» indican que existe correlación con NAM al 95% o al 99%, respectivamente. Si están debajo de los triángulos la correlación es con NAM troposférico, mientras que si están encima es con NAM estratosférico. El color azul indica correlación negativa y el rojo positiva.

Tras aplicar el método de homogeneización aquí propuesto y detectar los puntos de cambio se estudiaron tres escenarios diferentes. En el escenario 1 (E1) (figura 7.5) se utilizan las series originales de datos de presión de la tropopausa promediadas anualmente, sin considerar puntos de cambio. En este caso se utiliza la pendiente de la regresión lineal para estimar las variaciones temporales. El escenario 2 (E2) (figura 7.6) es similar a E1, excepto en que se eliminaron aquellos años que incluían

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

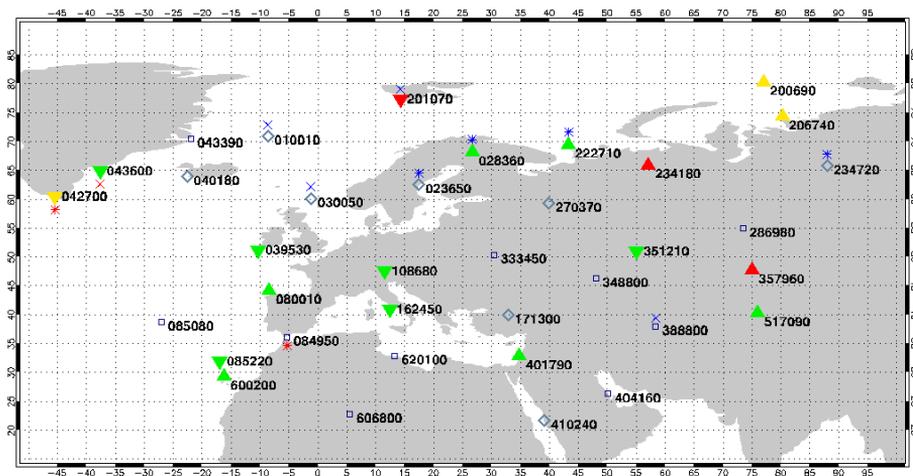


Figura 7.6: Igual que la figura 7.5 pero para el escenario 2.

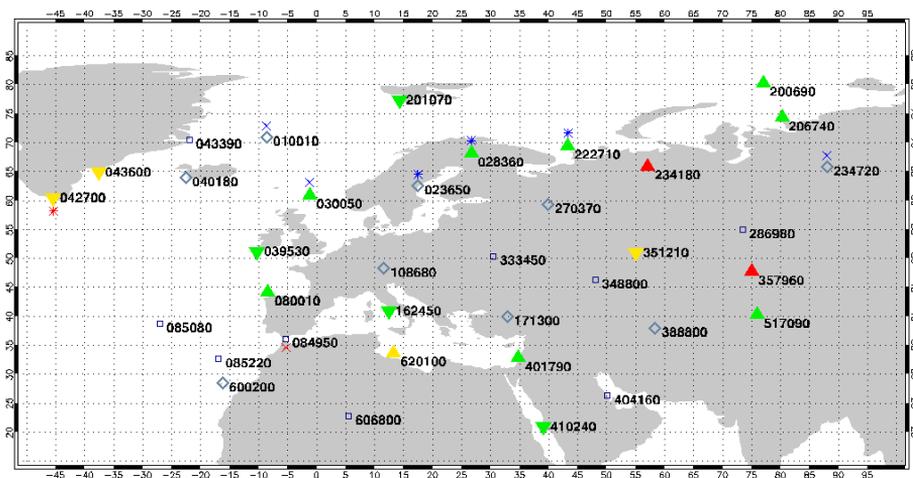


Figura 7.7: Igual que la figura 7.5 pero para el escenario 3.

7.7 Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización

puntos de cambio de los tipos 1, 2 o 3.

El incremento (utilizado aquí como una forma de medición de tendencias) para cada segmento (obtenido dividiendo la serie por los puntos de cambio), se calculó como la diferencia entre el valor de la presión de la tropopausa para el último y el primer punto de dicho segmento (usando los valores obtenidos a partir de la regresión lineal de cada segmento). Así, se define el «incremento» como el valor obtenido tras sumar los resultados de los incrementos para cada segmento dividido por el período cubierto por los segmentos, como sugirieron Seidel y Lanzante (2004).

El escenario 3 (E3) (figura 7.7) es igual que el E2 excepto porque se eliminaron los dos años siguientes a las erupciones volcánicas más importantes del período estudiado: El Chichón en 1982 y el pinatubo en 1991. Para E2 y E3 no se consideraron utilizables los segmentos de menos de 5 medias anuales.

Para evaluar el papel que juega NAM en la modulación de los cambios en la presión de la tropopausa se calcularon las correlaciones de Pearson entre las series de presión de la tropopausa y el índice NAM para los niveles de 700 hPa y 50 hPa, utilizando el índice NAM calculado por Baldwin y Dunkerton (2001) (<http://www.nwra.com/resumes/baldwin/nam.php>).

El cuadro 7.1 resume la mayor parte de los resultados del análisis: período inicial analizado, la variación temporal de la presión de la tropopausa y su correlación con NAM en 700 hPa y 50 hPa. Esta información también se muestra en las figuras 7.5, 7.6 y 7.7, donde se presentan los incrementos y las correlaciones mediante símbolos sobre un mapa. La localización de las estaciones puede ser consultada en el apéndice I.

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

Código OMM	Período	N	Escenario 1			Escenario 2			Escenario 3		
			I	r700	r50	I	r700	r50	I	r700	r50
01001	1973-1998	26	-0,51	-0,055	-0,440	-0,51	-0,055	-0,44	-0,33	-0,068	-0,472
02365	1978-1998	21	-4,51	-0,084	-0,663	0,34	-0,138	-0,677	0,93	-0,113	-0,688
02836	1973-1998	26	-4,84	-0,246	-0,617	2,33	-0,239	-0,601	2,77	-0,211	-0,567
03005	1973-1999	27	2,02	-0,133	-0,400	0,24	-0,138	-0,406	1,8	-0,197	-0,418
03953	1973-1999	27	-0,49	-0,081	-0,181	-3,19	-0,082	-0,162	-4,06	-0,089	-0,099
04018	1973-1999	27	-1,17	0,36	-0,021	0,7	0,337	-0,001	-0,72	0,304	-0,041
04270	1973-1998	26	-3,05	0,596	0,084	-7,83	0,585	0,078	-8,29	0,602	0,075
04339	1981-1998	18	-5,46	-0,019	-0,339	—	-0,121	-0,424	—	-0,117	-0,488
04360	1973-1998	26	-2,28	0,371	-0,141	-2,84	0,420	-0,134	-6,21	0,422	-0,234
08001	1973-1998	26	-3,84	-0,044	-0,132	3,43	-0,041	-0,125	3,65	-0,013	-0,176
08495	1973-1998	26	0,29	0,507	0,421	—	0,538	0,347	—	0,535	0,378
08508	1989-1997	7	-9,61	0,462	-0,118	—	0,588	-0,111	—	0,659	-0,088
08522	1981-1997	8	-0,74	0,451	0,605	-3,26	0,422	0,592	—	0,41	0,62
10868	1977-1995	19	-2,98	-0,433	-0,248	-1,67	-0,369	-0,253	0,45	-0,505	-0,198
16245	1988-1998	11	-3,37	0,052	-0,087	-3,37	0,052	-0,087	-3,54	0,07	-0,062
17130	1974-1998	25	-1,65	-0,236	-0,086	0,11	-0,221	-0,077	0,89	-0,359	-0,053
20069	1973-1991	19	-0,67	-0,037	-0,378	9,17	-0,087	-0,393	4,12	-0,181	-0,427
20107	1973-1993	12	-5,03	-0,487	-0,616	-16,27	-0,487	-0,616	-1,02	-0,499	-0,577
20674	1973-1996	23	4,65	0,13	-0,248	5,04	0,101	-0,275	4,46	0,026	-0,363
22271	1973-1998	26	-1,64	-0,294	-0,607	2,16	-0,296	-0,614	4,65	-0,237	-0,572
23418	1973-1998	26	5,19	0,192	0,114	15,85	0,212	0,047	16,6	0,213	0,09
23472	1973-1998	26	-0,12	-0,355	-0,574	0,63	-0,336	-0,564	0,82	-0,367	-0,548
27037	1973-1998	26	0,33	0,183	0,032	0,33	0,183	0,032	0,11	0,175	0,012
28698	1973-1998	21	-1,66	0,389	-0,109	—	0,402	-0,092	—	0,495	-0,156
33345	1973-1998	26	-2,41	0,182	0,119	—	0,177	0,116	—	0,146	0,112
34880	1973-1998	26	-6,57	0,147	-0,024	—	0,143	-0,04	—	0,117	-0,054
35121	1973-1996	24	-0,37	0,327	0,06	-1,72	0,317	0,028	-8,69	0,319	-0,034
35796	1973-1994	22	-2,2	-0,175	0,027	12,05	-0,143	0,058	10,14	-0,081	0,143
38880	1975-1996	21	-4,7	-0,359	-0,485	—	-0,352	-0,501	-0,12	-0,426	-0,503
40179	1973-1998	26	-0,12	0,296	0,267	1,56	0,337	0,336	1,17	0,27	0,363
40416	1978-1997	20	-3,88	-0,127	-0,124	—	-0,182	-0,217	—	-0,239	-0,205
41024	1984-1998	14	-0,81	0,318	0,409	-0,56	0,317	0,382	-1,82	0,261	0,382
51709	1973-1998	24	-1,57	0,188	0,101	3,05	0,279	0,178	1,78	0,418	0,286
60020	1974-2001	21	-4,85	0,422	0,085	1,12	0,436	0,124	0,76	0,447	0,083
60680	1980-1998	9	-8,99	0,234	-0,213	—	0,256	-0,221	—	0,29	-0,076
62010	1973-1993	15	5,76	0,590	0,462	—	0,524	0,463	5,24	0,518	0,536

Cuadro 7.1: Códigos OMM para todas las estaciones usadas en el análisis y períodos de estudio para cada estación. Se incluyen los incrementos (I) (hPa/década) y las correlaciones con NAM en 700 hPa (r700) y en 50 hPa (r50) para cada uno de los escenarios. Para los casos en los que no ha sido posible calcular el incremento, el dato ha sido omitido del cuadro. Las correlaciones significativas al 5% y al 1% (subrayadas) se presentan en azul y rojo para el caso de correlaciones negativas y positivas respectivamente.

7.7 Caso de aplicación del procedimiento de homogeneización

Un breve examen de estos escenarios revela el primer resultado interesante del análisis: un número significativo de estaciones presenta incrementos positivos. Cuatro estaciones presentan aumentos en la presión de la tropopausa para E1 y este número aumenta según se realizan análisis más rigurosos (10 para E2, 11 para E3). Los resultados obtenidos para las 1200 UTC son similares para E3 y sólo ligeramente diferentes para E1 y E2. Este resultado difiere un poco de resultados anteriores derivados de tendencias generales de la altura de la tropopausa, en los que se obtienen descensos de presión. Si sólo se tienen en cuenta las estaciones en las que el signo del incremento es constante para los tres escenarios (los resultados más fiables), se observa un claro descenso de la presión de la tropopausa con el tiempo sobre el Atlántico norte a latitudes superiores a 60°N. Otros resultados menos consistentes (sólo para E2 y E3) para ambas horas (0000 UTC y 1200 UTC) incluyen un incremento positivo de la presión de la tropopausa sobre el norte de Asia y un incremento negativo sobre sectores atlánticos.

El rango de incrementos va desde los -16,27 hPa/década para Barentsburg en E2 hasta los 16,60 hPa/década para Pechora en E3. El número de estaciones con un incremento (positivo o negativo) superior a 10 hPa/década en la presión de la tropopausa (triángulos rojos en la fig1) es de 3 para E2 y de 2 para E3. Como ya se ha dicho los resultados obtenidos para las 1200 UTC fueron similares a los de las 0000 UTC.

Dado que NAM puede jugar un papel importante en la variabilidad interanual de la presión de LRT1, correlacionamos nuestras series con NAM en 700hPa (nivel representativo del modo en troposfera) y en 50hPa (representativo de estratosfera). El uso de dos series distintas de NAM, una troposférica y otra estratosférica, es necesario porque hay períodos largos en los que ambos modos están desacoplados (de la Torre et al., 2006).

Las figuras 7.5, 7.6 y 7.7 muestran que la influencia del NAM estratosférico es mayor que la del NAM troposférico. En términos generales, estas correlaciones tienen una base física fuerte. Un aumento del NAM estratosférico está relacionado con una intensificación del vórtice polar y con un enfriamiento del casquete polar en estratosfera, lo que da lugar a un incremento de la altura de la tropopausa. Las correlaciones positivas con NAM troposférico también están sustentadas por el patrón espacial de anomalías de temperatura en troposfera asociadas con fases extremas de NAM (Hurrell, 1995).

7. ANÁLISIS DE TENDENCIAS DE PARÁMETROS DE LA TROPOPAUSA Y HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS

En todo caso lo que este estudio demuestra con claridad es la susceptibilidad de los resultados a los procedimientos de homogeneización y la necesidad por tanto de los mismos.

Capítulo 8

Resumen, conclusiones e investigación futura

Este trabajo está basado en el cálculo de parámetros de la tropopausa a partir de datos de radiosondeo para un período temporal muy prolongado, superior a 60 años en algunos casos. A partir de estos parámetros se realizó una caracterización climática de la tropopausa a nivel global, comenzando por el estudio de la ocurrencia de múltiples tropopausas y estudiando entre otros aspectos los efectos de la pérdida de datos sobre el cálculo de la tropopausa, la distribución latitudinal de presión y temperatura de primeras, segundas y terceras tropopausas o su variación estacional e intraanual. Otro aspecto estudiado fue la influencia de los modos de variabilidad climática de baja frecuencia, como la Oscilación Cuasibienal, El Niño-Oscilación del Sur, el Modo Anular del Norte y el Modo Anular del Sur sobre los parámetros que nos sirvieron para caracterizar la tropopausa. El estudio también se adentró en la aplicación de las técnicas de homogeneización a los datos de radiosondeo. Para ello se compararon distintas técnicas de homogeneización y se desarrolló una técnica propia basada en la conjunción de las previamente existentes y en el conocimiento obtenido sobre las mismas. Esta técnica fue posteriormente aplicada al estudio de la tropopausa en la región eurasiática.

De este estudio se puede concluir que:

- la pérdida aleatoria de informes de sondeo en la base de datos IGRA, la base de datos de radiosondeo más completa existente en la actualidad, no produce cambios estadísticamente significativos en niveles obligatorios ni en los valores medios de presión y temperatura en niveles de múltiples tropopausas.

8. RESUMEN, CONCLUSIONES E INVESTIGACIÓN FUTURA

- El número de tropopausas dobles y triples presenta un máximo en la zona cercana a la corriente en chorro subtropical para ambos hemisferios y en la zona próxima a la corriente en chorro polar para el hemisferio sur.
- La estructura meridional de la presión media para las distintas tropopausas sigue el patrón conocido de mínimo sobre la zona ecuatorial aumentando según nos desplazamos hacia los polos. La máxima diferencia de presión entre la primera y la tercera tropopausa se da en las regiones polares, resultado que disiente de los previamente encontrados en la bibliografía y que hallaban la máxima diferencia en la banda de latitud 30° - 50° . de ambos hemisferios.
- La estructura meridional de la temperatura de la primera tropopausa concuerda con los estudios previos existentes. Sin embargo, nuestros resultados para la segunda y tercera tropopausa sobre el ecuador difieren de los previamente referenciados. Según nuestros resultados la temperatura aumenta con el número de tropopausa en las latitudes más bajas en lugar de mostrar valores similares independientemente de que se trate de una primera, segunda o tercera tropopausa.
- El espesor entre la primera y la tercera tropopausa tiene una fuerte dependencia estacional, muy marcada sobre todo en las zonas polares del planeta donde es máxima durante los meses de febrero a abril y mínimo de julio a septiembre.
- Se han encontrado casos de múltiples tropopausas para todas las bandas de latitud a lo largo del año.
- Se detectan cuatro regiones de máxima ocurrencia de múltiples tropopausas en el hemisferio norte y dos en el hemisferio sur, coincidiendo con las zonas de máxima ciclogénesis del planeta.
- Las regiones de ocurrencia preferente de múltiples tropopausas no coinciden con las de distribución global de pliegues de tropopausa, como venía referido en estudios previos usando datos reanalizados.
- Se detecta una clara tendencia positiva en el número de casos de múltiples tropopausas a nivel global para el período 1971-2003.

-
- La Oscilación Cuasibienal influye claramente sobre la presión y la temperatura de la primera tropopausa en tropopausas simples y la segunda tropopausa en tropopausas dobles, observándose una estructura anular ligada a la Oscilación Cuasibienal en ambos hemisferios que podría estar directamente relacionada con la influencia de dicha oscilación sobre el Modo Anular del Norte.
 - Existe una clara influencia de El Niño-Oscilación del Sur sobre la presión y temperatura de la primera tropopausa en tropopausas simples sobre el Pacífico, posiblemente debido a procesos convectivos y recordando a la típica estructura de El Niño.
 - Los resultados obtenidos con parámetros calculados a partir de datos de radiosondeo son muy sensibles a la aplicación o no de técnicas de homogeneización, lo que justifica la necesidad de aplicar estas técnicas a las series temporales.
 - Cuando se utilizan datos homogeneizados se observa un claro descenso de la presión de la tropopausa sobre el Atlántico Norte en latitudes superiores a 60°N . En esta misma zona se observa una clara influencia del NAM estratosférico sobre la presión de la tropopausa.

Los resultados alcanzados sugieren una amplia relación de cuestiones a abordar en futuros estudios, destacando cuatro áreas de actuación:

- Se ha mostrado la preferencia de ocurrencia de casos de múltiples tropopausas en zonas del planeta coincidentes con regiones de inestabilidad de la corriente en chorro, desarrollo de depresiones aisladas en niveles altos o zonas de ciclogénesis. Estas relaciones deberán ser investigadas en el futuro, aclarando los mecanismos físicos que conducen a la formación de múltiples tropopausas.
- En los casos de múltiples tropopausas parece haber una tendencia clara de la tercera tropopausa a mostrar características propias de la baja estratosfera. El estudio de parámetros como la frecuencia de flotabilidad o la estabilidad vertical entre primera y tercera tropopausa permitirá conocer el comportamiento de esta capa y dilucidar cómo y dónde se produce el cambio entre troposfera y estratosfera en estos casos.

8. RESUMEN, CONCLUSIONES E INVESTIGACIÓN FUTURA

- La tendencia positiva en la ocurrencia de casos de múltiples tropopausas debe ser verificada mediante otras metodologías a fin de comprobar su autenticidad. Asimismo es necesario valorar su posible influencia sobre el intercambio troposfera-estratosfera.
- La investigación y adaptación de técnicas de homogeneización de datos mejoradas debe ser uno de los puntos principales a desarrollar en un futuro, lo que nos permitirá confiar en los parámetros de la tropopausa como indicadores de cambio climático.

Apéndice A

Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA)

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

CP	CE	Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m.)	AI	AF
AC	78861	COOLIDGE FIELD	17.12	-61.78	5	1957	1983
AC	40938	HERAT	34.22	62.22	964	1978	1983
AF	40948	KABUL AIRPORT	34.55	69.22	1791	1966	2005
AF	40990	KANDAHAR AIRPORT	31.50	65.85	1010	1979	1988
AG	60360	BONE/ANNABA	36.83	7.82	4	1972	2005
AG	60390	DAR-EL-BEIDA	36.72	3.25	25	1949	2005
AG	60419	CONSTANTINE	36.28	6.62	704	1973	2005
AG	60430	MILANA	36.27	2.23	722	1973	1990
AG	60490	ORAN/LA SENIA	35.62	-0.60	90	1973	2005
AG	60525	BISKRA	34.80	5.73	87	1973	2004
AG	60549	MECHERIA	34.93	-0.43	1149	1987	2005
AG	60550	AL BAYADH	33.68	1.02	1311	1980	1991
AG	60559	EL OUED/GUEMAR	33.50	6.78	63	1973	2005
AG	60566	GHARDIA	32.38	3.82	452	1973	2005
AG	60571	BECHAR	31.62	-2.23	807	1963	2005
AG	60580	OUARGLA	31.92	5.40	141	1964	2004
AG	60590	EL GOLEA	30.57	2.87	398	1973	2005
AG	60611	IN AMENAS	28.05	9.63	562	1973	1990
AG	60620	ADRAR	27.88	-0.28	264	1973	2005
AG	60630	IN SALAH	27.23	2.50	269	1964	2005
AG	60630	ILIZI	26.50	8.29	558	1973	1986
AG	60656	TINDOUF	27.67	8.13	431	1973	2005
AG	60670	DJANET	24.55	9.17	1054	1973	2005
AG	60680	TAMANRASSET	22.78	5.52	1378	1963	2005
SH	61902	ASCENSION IS./ WIDEAWAKE	-7.97	-14.40	79	1946	2005
AJ	37860	ZABRAI	40.65	49.98	29	1967	1991
AJ	37985	LENKORAN	38.73	48.83	-11	1953	1997
AM	37789	YEREVAN	40.13	44.47	1113	1949	2005
AJ	37936	NAKHICHEVAN	39.20	45.42	875	1973	1981
AO	66152	DUNDO	-7.37	20.80	762	1973	1975
AO	66160	LUANDA	-8.85	13.23	84	1953	1994
AO	66422	MOCAMÉDES	-15.20	12.15	52	1967	1970
AQ	91765	PAGO PAGO/TAFUNA	-14.33	-170.72	3	1966	2005
AR	87047	SALTA AERO	-24.85	-65.48	1221	1965	2005
AR	87155	RESISTENCIA AERO	-27.45	-59.05	52	1961	2005
AR	87344	CORDOBA AERO	-31.32	-64.22	474	1959	2005
AR	87418	MENDOZA/EL PLUMERIL AERO	-32.83	-68.78	704	1967	2005
AR	87576	BUENOS AIRES/EZEIZA AERO	-34.82	-58.53	20	1958	2005
AR	87623	SANTA ROSA AERO	-36.57	-64.27	191	1966	2005
AR	87715	NEUQUEN AERO	-38.95	-68.13	271	1958	2001
AR	87748	B.A. COMANDANTE ESPORA	-38.73	-62.17	75	1966	1993
AR	87860	COMODORO RIVADAVIA AERO	-45.78	-67.45	46	1958	2005
AS	94120	DARWIN	-12.43	130.87	29	1966	2005
AS	94150	GOVE AIRPORT	-12.28	136.87	53	1989	2005
AS	94170	WELPA AIRPORT	-12.68	141.92	22	1993	2005
AS	94175	THURSDAY ISLAND	-10.38	122.22	58	1950	1993
AS	94203	BROOME AIRPORT	-17.95	122.23	9	1966	2005
AS	94212	HALLS CREEK	-18.23	127.67	424	1950	2005
AS	94238	TENNANT CREEK AIRPORT	-19.63	134.18	377	1969	2005
AS	94287	CAIRNS	-16.88	145.75	8	1947	2005
AS	94294	TOWNSVILLE	-19.25	146.77	9	1966	2005
AS	94300	CARNARVON AIRPORT	-24.88	113.67	8	1966	2005
AS	94302	LEARMONTH AIRPORT	-22.23	114.08	5	1982	2005

AS	94312	PORT HEDLAND AMO	-20.37	118.63	9	1966	2005
AS	94326	ALICE SPRINGS	-23.80	133.90	543	1966	2005
AS	94332	MOUNT ISA AMO	-23.48	139.48	341	1976	2005
AS	94346	LONGREACH	-23.47	144.25	191	1966	2005
AS	94367	MACKAY MO	-21.12	149.22	33	1959	2005
AS	94374	ROCKHAMPTON	-23.38	150.48	14	1973	2005
AS	94403	GERALDTON AIRPORT	-28.80	114.70	35	1973	2005
AS	94430	MEEKATHARRA AIRPORT	-26.62	118.55	519	1951	2005
AS	94461	GILES	-25.03	128.28	509	1966	2005
AS	94451	CHARLEVILLE	-26.42	145.28	305	1966	2005
AS	94378	BRISBANE	-27.43	153.08	2	1966	2005
AS	94610	PERTH AIRPORT	-31.93	115.97	20	1966	2005
AS	94637	KALGOORLIE-BOULDER AIRPORT	-30.78	121.45	370	1967	2005
AS	94638	ESPERANCE	-33.83	121.88	27	1970	2005
AS	94646	FORREST	-30.83	128.10	156	1966	1995
AS	94647	EUCULA AMO	-31.67	128.88	102	1997	2005
AS	94653	CEDUNA	-32.13	133.70	22	1950	2005
AS	94659	WOOMERA	-31.15	136.80	164	1966	2005
AS	94672	ADELAIDE AIRPORT	-34.95	138.53	4	1966	2005
AS	94693	MILDURA AIRPORT	-34.23	142.08	52	1950	2005
AS	94711	COBAR MO	-31.48	145.83	264	1966	2005
AS	94750	NOWRA RAN AIR STATION	-34.95	150.53	110	1966	2005
AS	94767	SYDNEY	-33.95	151.18	5	1973	2005
AS	94776	WILLIAMTOWN	-32.82	151.83	9	1966	2005
AS	94791	COFFS HARBOUR MO	-30.32	153.12	6	1951	2005
AS	94802	ALBANY	-34.95	117.80	71	1967	2005
AS	94821	MOUNT GAMBIER	-37.73	140.78	69	1966	2005
AS	94865	LAVERTON RAAF	-37.87	144.75	20	1966	1999
AS	94866	MELBOURNE INTL AIRPORT	-37.67	144.85	119	1999	2005
AS	94907	EAST SALE AIRPORT	-38.10	147.13	8	1950	2005
AS	94910	WAGGA	-35.17	147.47	219	1967	2005
AS	94926	CANBERRA	-35.30	149.18	571	1947	2005
AS	94968	LAUNCESTON AIRPORT	-41.53	147.20	178	1938	2003
AS	94975	HOBART AIRPORT	-42.83	147.50	27	1966	2005
AS	94995	LORD HOWE ISLAND	-31.53	159.07	7	1966	2005
AS	94998	MACQUARIE ISLAND	-54.50	158.95	8	1966	2005
AS	95527	MOREE	-29.48	149.85	219	1967	2005
AU	11010	LINZ/HOERSCHING	48.23	14.18	313	1989	2005
AU	11035	WIEN/HOHE WARTE	48.23	16.37	200	1951	2005
AU	11220	INNSBRUCK	47.27	11.35	593	1998	2005
AU	88968	GRAZ/THALERHOF	47.00	15.43	347	1989	2005
AY	88968	ISLAS ORCADAS	-60.75	-44.72	4	1967	1986
AY	89001	S.A.N.A.E.	-70.37	-2.37	52	1971	1992
AY	89002	VAN NEUMAYER	-70.67	-8.25	50	1985	2005
AY	89009	AMUNDSEN-SCOTT	-90.00	0.00	2835	1961	2005
AY	89022	HALLEY BAY	-75.52	-26.60	31	1966	2005
AY	89050	BELLINGHAUSEN	-62.20	-58.93	16	1970	1999
AY	89055	MARAMBIO	-64.23	-56.72	198	1981	2005
AY	89512	NOVOLAZARAVSKAJA	-70.77	11.83	140	1969	2005
AY	89532	SYOWA	-69.00	39.58	15	1969	2005
AY	89542	MOLODEZNAJA	-67.67	45.85	40	1969	1998
AY	89564	MAWSON BASE	-67.60	62.88	15	1969	2005
AY	89571	DAVIS BASE	-68.58	77.98	12	1972	2005
AY	89592	MIRNYJ	-66.55	93.02	59	1969	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

AY	896006	VOSTOK	-78.45	106.87	3486	1968	1992
AY	896111	CASEY	-66.25	110.53	41	1967	2005
AY	896342	DUMONT D'URVILLE	-66.67	140.02	43	1973	2005
AY	896662	BAIA TERRA NOVA	-74.70	164.10	80	1994	2004
AY	896664	MCMURDO	-77.85	166.67	24	1967	2005
AY	896711	HALLETT	-72.30	170.30	5	1957	1973
BB	78954	GRANTLEY ADAMS INTL AIRPORT	13.07	-59.50	47	1965	2005
BC	68024	GHANZI	-21.70	21.65	1131	1992	2005
BC	68032	MAUN	-19.98	23.42	900	1988	2003
BC	68030	LEITHAKANE	-21.42	23.60	985	1988	2005
BC	68054	FRANCISTOWN	-21.22	27.50	691	1988	1993
BC	68240	SERETSE KHAMA AIRPORT	-24.22	25.92	1005	1985	2005
BC	68244	GABERONES	-24.67	23.92	983	1973	1984
BC	68328	ISHABONG	-26.05	22.45	1000	1989	2004
BD	78016	BERMUDA NAS KINDLEY	32.37	-64.68	40	1946	2005
BE	06447	UCCLE	50.80	4.35	104	1963	2004
BE	06476	SAINT HUBERT	50.03	5.40	555	1964	2005
BE	06496	ELSENBOEN	50.47	6.18	570	1995	2005
BF	78073	NASSAU AIRPORT	25.05	-77.47	7	1977	2005
BG	41859	RANGPUR	25.73	89.23	34	1982	2005
BG	41883	BOGRA	24.85	89.37	20	1975	2005
BG	41891	SYLHET	24.90	91.88	35	1975	2005
BG	41907	ISHURDI	24.13	89.05	14	1975	2005
BG	41923	DHAKA	23.77	90.38	9	1966	2005
BG	41936	JESSORE	23.18	89.17	7	1975	2005
BG	41943	FENI	23.03	91.42	8	1988	2005
BG	41950	BARISAL	22.75	90.37	4	1982	2005
BG	41977	CHITTAGONG	22.35	91.82	34	1968	2005
BG	41992	COX'S BAZAR	21.43	91.93	4	1982	2005
BH	78583	BELIZE/PHILIP GOLDSTON	17.53	-88.30	5	1980	2005
BL	85201	LA PAZ/EL ALTO	-16.51	-68.20	4024	1971	2004
BN	65306	KANDI	11.13	2.93	292	1973	2001
BN	65330	PARAKOU	9.35	2.62	393	1973	2004
BN	65344	COTONOU	6.35	2.38	6	1973	2005
BO	26850	MINSK	53.87	27.53	231	1946	1998
BO	33008	BREST	52.12	23.67	132	1951	2001
BO	33041	GOMEL	52.45	31.00	125	1970	2005
BP	91517	HONIARA	-9.42	160.93	56	1966	1999
BR	82193	BELEM	-1.38	-48.48	16	1968	2005
BR	82280	SAO LUIZ	-2.53	-44.28	51	1971	2004
BR	82332	MANAUS	-3.15	-59.98	84	1968	2005
BR	82397	FORTALEZA	-3.72	-38.55	19	1973	2005
BR	82400	FERNANDO NORDNHA	-3.85	-32.42	45	1973	2005
BR	82599	NATAL	-5.92	-35.25	49	1968	2004
BR	82640	JACAREACANGA	-6.27	-57.73	98	1973	1975
BR	82678	FLORIANO	-6.77	-43.02	110	1971	2005
BR	82765	CAROLINA	-7.33	-47.47	185	1970	2005
BR	82824	PORTO VELHO	-8.70	-63.90	102	1978	2005
BR	82900	RECIFE/CURADO	-8.07	-34.88	19	1969	2005
BR	82965	ALTA FLORESTA	-9.87	-56.10	288	1973	2005
BR	82983	PETROLINA	-9.38	-40.50	370	1970	2005
BR	83063	PORTO NACIONAL	-10.70	-48.42	290	1973	1980
BR	83096	ARACAJU	-10.92	-37.05	6	1973	1979
BR	83208	VILHINA	-12.70	-60.10	612	1969	2005

BR	83229		SALVADOR	-13.00	-38.52	51	1969	2005
BR	83288		BOM JESUS DA LAPA	-13.27	-43.42	440	1970	2004
BR	83362		CUIABA AEROPORTO	-15.65	-56.10	182	1975	2005
BR	83378		BRASILIA AEROPORTO	-15.87	-47.93	1061	1966	2005
BR	83498		CARAVELAS	-17.73	-39.25	4	1974	2005
BR	83566		CONFIS AEROPORTO	-19.63	-43.58	827	1973	2005
BR	83576		UBERABA	-19.77	-47.95	809	1973	1973
BR	83612		CAMPO GRANDE	-20.47	-54.67	567	1967	2005
BR	83650		TRINDADE ILHA	-20.50	-39.32	4	1966	2005
BR	83746		CAIENHO	-27.82	-43.25	6	1966	2005
BR	83779		MARTE	-23.52	-46.63	722	2004	2005
BR	83780		SAO PAULO	-23.62	-46.63	802	1970	2005
BR	83840		POZ DO IGUAÇU	-25.62	-54.58	180	1974	2005
BR	83857		CURITIBA	-25.52	-49.17	908	1966	2005
BR	83899		FLORIANOPOLIS	-27.67	-48.55	5	1973	2005
BR	83971		PORTO ALEGRE	-30.00	-51.18	3	1966	2005
BR	83981		BAGE	-31.35	-54.12	180	1973	1980
BU	15614		SOFIA	42.82	23.38	587	1955	2005
BU	15730		KARDJALI	41.63	25.40	336	1966	1991
BX	96315		BRUNEL AIRPORT	4.93	114.93	15	1985	2005
CA	71043		NORMAN WELLS	65.28	-126.75	95	1955	2005
CA	71072		MOULD BAY	76.23	-119.32	58	1948	1997
CA	71081		HALL BEACH	68.78	-81.25	7	1957	2005
CA	71082		ALERT	82.50	-62.33	66	1950	2005
CA	71109		PORT HARDY	50.68	-127.37	17	1955	2005
CA	71115		VERNON	50.23	-119.28	556	1972	1994
CA	71119		EDMONTON/STONY PLAIN	53.55	-114.10	766	1966	2005
CA	71120		COLD LAKE	54.42	-110.28	541	1973	2002
CA	71124		PRIMROSE LAKE	54.75	-110.05	702	1968	2005
CA	71145		ISLAND LAKE	53.87	-94.67	238	1984	1996
CA	71203		KELOWNA	49.95	-119.40	456	1994	2005
CA	71600		SABLE ISLAND	43.93	-60.02	4	1963	2005
CA	71603		YARMOUTH	43.87	-66.10	9	1988	2005
CA	71621		TRENTON	44.12	-77.53	86	1996	2001
CA	71625		PETAWAWA	45.95	-77.32	130	1988	2005
CA	71701		CAMP GAGETOWN	45.83	-66.43	51	1971	2005
CA	71716		VAL CARTIER	46.90	-71.50	168	1977	2005
CA	71722		MANIWAKI	46.38	-75.97	170	1955	2005
CA	71801		ST. JOHNS	47.67	-52.75	140	1971	2005
CA	71811		SEPTIEMES	50.22	-66.27	53	1963	2005
CA	71815		STEPHENVILLE	48.35	-58.57	60	1960	2005
CA	71816		GOOSE BAY	53.30	-60.37	36	1946	2005
CA	71823		LA GRANGE	53.75	-73.67	307	1985	2005
CA	71826		NITCHEQUON	53.20	-70.90	539	1963	1985
CA	71836		MOOSONEE	51.27	-80.65	10	1955	2005
CA	71845		PICKLE LAKE	51.45	-90.20	386	1991	2005
CA	71848		TROUT LAKE	53.83	-89.87	222	1955	1991
CA	71851		PORTAGE SOUTHPORT A	49.90	-98.27	259	1998	2003
CA	71852		WINNIPEG	49.92	-97.23	239	1973	1997
CA	71853		CAMP SHILO	49.78	-99.65	373	1967	2005
CA	71863		REGINA	50.43	-104.67	577	1973	1994
CA	71867		THE PAS	53.97	-101.10	273	1955	2005
CA	71869		PRINCE ALBERT	53.22	-105.68	428	1973	1993
CA	71876		NORTH BATTLEFORD	52.77	-108.25	548	1998	2002

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

CA	71877	CALGARY	51.12	-114.02	1074	1965	1995
CA	71892	VANCOUVER	49.18	-123.17	3	1973	1996
CA	71906	FORT CHIMO	58.10	-68.42	60	1963	2005
CA	71907	INOUJDJOUAC	58.47	-78.08	25	1950	2005
CA	71908	PRINCE GEORGE	53.90	-122.80	601	1955	2005
CA	71909	FROBISHER	63.75	-68.55	21	1946	2005
CA	71913	CHURCHILL	58.75	-94.07	30	1950	2005
CA	71915	CORAL HARBOUR	64.20	-83.37	62	1950	2005
CA	71917	EUREKA	80.00	-85.93	10	1938	2005
CA	71924	RESOLUTE BAY	74.72	-91.95	40	1938	2005
CA	71925	CAVRIDGE BAY	69.10	-105.12	25	1970	2005
CA	71926	BAKER LAKE	64.30	-96.09	49	1939	2005
CA	71932	MCMURRAY	56.65	-111.22	369	1973	1995
CA	71934	FORT SMITH	60.02	-111.93	204	1955	2005
CA	71945	FORT NELSON	58.83	-122.60	378	1955	2005
CA	71957	INUVIK	68.32	-133.53	103	1963	2005
CA	71964	WHITEHORSE	60.72	-135.07	703	1955	2005
CA	72938	COPPERMINE	67.82	-115.08	9	1947	1970
CA	74051	SACHS HARBOUR	71.98	-125.28	83	1963	1977
CA	74074	ISACHSEN	78.78	-103.53	31	1948	1977
CA	74090	CLYDE	70.45	-68.55	16	1950	1970
CD	64700	N'DJAMENA	12.13	15.03	295	1964	2005
CD	64750	SARH	9.15	18.38	365	1972	2005
CD	64756	ABECHEH	13.85	20.85	545	1973	1979
CE	43418	TRINCOMALEE	8.38	81.25	7	1973	2005
CE	43424	PUTTALAM	8.03	79.83	2	1997	2005
CE	43466	COLOMBO	6.90	79.87	6	1967	2005
CE	43497	HAMBANTOTA	6.12	81.13	20	1973	2005
CF	64400	POINT NOIRE	-4.82	11.90	17	1973	2005
CF	64401	DOLISIE	-4.22	12.70	329	1973	2005
CF	64450	BRAZAVILLE/MAYA	-4.25	15.25	319	1973	2005
CF	64453	DJAMBALA	-2.53	14.77	791	1973	1991
CF	64458	OUESSO	1.62	16.05	352	1973	2005
CF	64459	IMPFONDO	1.62	18.07	335	1973	1982
CG	64210	KINSHASA/N'DJILI	-4.38	15.43	309	1966	1991
HK	35001	KINGS PARK	22.32	114.17	66	1963	2005
TW	46689	MAJUSU	26.17	119.93	91	1973	1998
TW	46736	KINMIEN	24.43	118.43	12	1973	1998
CH	50527	HAILAR	49.22	119.75	614	1963	2005
CH	50557	NENJIANG	49.17	126.22	243	1963	2005
CH	50603	CHIN-BARAG	48.67	116.82	555	1973	1997
CH	50745	CHICHIHAR	47.38	123.92	147	1973	2000
CH	50774	YICHUN	47.72	128.90	232	1972	2005
CH	50834	TA KO TAI	46.60	121.23	501	1983	2000
CH	50953	HARBIN	45.68	126.62	143	1963	2005
CH	51076	ALTAY	47.73	88.08	737	1963	2005
CH	51133	TA CHENG	46.73	83.00	549	1963	2002
CH	51156	HOBG SAIR	46.78	85.72	1294	1973	2005
CH	51232	BORDER STATION	45.97	82.53	823	1973	2000
CH	51243	KARAMAY	45.60	84.85	426	1963	2002
CH	51288	PEI TAH SHAN	45.37	90.53	1650	1972	2002
CH	51334	JINGHE	44.62	82.90	321	1973	1998
CH	51379	CHITAI	44.02	89.57	797	1973	1998
CH	51431	YINING	43.95	81.33	663	1963	2005

CH	51463	URUMQI	43.90	87.47	919	1963	2005
CH	51495	CHI CHIA CHIENG	43.48	87.47	874	1973	1998
CH	51573	TULOFAN	42.93	89.20	35	1973	1998
CH	51628	WENSU	41.27	80.30	1103	1988	1999
CH	51634	KUQA	41.72	82.95	1100	1963	2005
CH	51656	KORLA	41.75	86.13	932	1963	2002
CH	51701	SAIKO LO TEMA	40.45	75.38	3651	1973	1992
CH	51709	KASHI	39.47	75.98	1291	1963	2005
CH	51711	AU'BAI	40.85	77.93	1986	1973	1987
CH	51716	BACHU	39.80	78.57	1177	1973	1988
CH	51765	TUKANDIK	40.63	87.70	837	1963	2005
CH	51777	RUOQIANG	39.03	88.17	889	1963	2005
CH	51811	SOCHE	38.43	77.27	1232	1973	1998
CH	51828	HOJAN	37.13	79.93	1375	1963	2005
CH	51839	MINFENG	37.07	82.72	1409	1973	2005
CH	51848	ANDIR	37.93	83.65	1264	1980	1999
CH	51855	CHEMO	38.15	85.55	1248	1973	1980
CH	51886	MANG YAI CHEN	38.25	90.85	2945	1973	2002
CH	52203	HAMI	42.82	93.52	739	1963	2005
CH	52267	EJIN QI	41.98	101.07	941	1963	2005
CH	52323	MAZONG SHAN	41.63	97.03	1770	1963	2005
CH	52418	DUNHUANG	40.13	94.78	1140	1963	2005
CH	52495	BAYAN MOD	40.75	104.50	1329	1971	2002
CH	52533	JIUQUAN	39.77	98.48	1478	1963	2005
CH	52602	LING HU CHEN	38.83	93.38	2734	1963	1993
CH	52652	CHANG YEY	38.93	100.58	1483	1963	2004
CH	52681	MINQIN	38.72	103.10	1367	1963	2005
CH	52818	GOLMUD	36.42	94.90	2809	1963	2005
CH	52836	DULAN	36.33	98.10	3192	1963	2005
CH	52866	XINING	36.72	101.77	2296	1963	2005
CH	52889	LANZHOU	36.05	103.88	1518	1963	2001
CH	53068	ERENHOT	43.65	112.00	966	1963	2005
CH	53336	HAILUO	41.67	108.80	1289	1971	2002
CH	53463	HUOHOT	40.82	111.68	1065	1963	2005
CH	53513	LINHE	40.77	107.40	1041	1963	2005
CH	53543	TUNG SHENG	39.83	109.98	1460	1967	2002
CH	53614	YINCHUAN	38.48	106.22	1112	1963	2005
CH	53772	TAIYUAN	37.78	112.55	779	1963	2005
CH	53798	HSING TAI	37.07	114.50	78	1966	2002
CH	53845	YAN AN	36.60	109.50	959	1963	2005
CH	53915	PINGLIANG	35.55	106.67	1348	1963	2005
CH	54102	XILIN HOT	43.95	116.97	991	1963	2005
CH	54135	TONGLIAO	43.60	124.27	180	1963	2005
CH	54161	CHANGCHUN	43.90	125.22	238	1963	2005
CH	54218	CHIFENG	42.27	118.97	572	1963	2005
CH	54292	YANJI	42.88	129.47	178	1963	2005
CH	54337	JINZHOU	41.13	121.12	30	1963	2005
CH	54342	SHENYANG	41.82	123.55	43	1963	2005
CH	54374	LINJIANG	41.72	126.92	333	1963	2005
CH	54401	CHANG CHIA KOU	40.78	114.88	725	1991	2002
CH	54497	DANDONG	40.05	124.33	14	1963	2005
CH	54511	BEIJING	39.80	116.28	55	1963	2005
CH	54539	LETING	39.42	118.90	11	1991	2005
CH	54662	DALIAN	38.90	121.63	97	1963	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

CH	54776	SHAN TUNG	37.40	122.68	47	1991	2000
CH	54823	JINAN	36.68	116.98	58	1963	2003
CH	54857	QINGDAO	36.07	120.33	77	1963	2005
CH	55228	KA-ERH	32.12	80.07	4279	1991	2000
CH	55248	LA KAO-TSU	32.07	84.05	4420	1991	2000
CH	55279	BANGON	31.37	90.02	4701	1991	1999
CH	55299	NAGQU	31.48	92.05	4508	1965	2005
CH	55472	XANZA	30.95	88.63	4671	1991	2002
CH	55578	ZHIKATSE	29.22	88.92	3837	1991	2002
CH	55591	THASA	29.70	91.13	3650	1965	2005
CH	55664	TUNGJH	28.58	86.62	3302	1991	2000
CH	55696	LHUNZE	28.42	92.47	3900	1991	2002
CH	55773	PAL MONASTERY	27.75	89.17	4801	1991	2002
CH	56004	HSLING	33.95	92.62	4534	1970	2002
CH	56029	YUSHU	33.00	97.02	3704	1969	2005
CH	56046	LAJH	33.80	99.80	3968	1967	2002
CH	56080	HEZUO	34.97	102.90	2917	1963	2005
CH	56096	WUDU	33.38	104.73	1079	1963	2002
CH	56106	SO TSIAN	31.87	93.77	3951	1991	1998
CH	56116	DENG CHEN	31.42	95.60	3874	1991	2002
CH	56137	QAMDO	31.15	97.10	3328	1965	2005
CH	56146	GARZE	31.63	99.98	3394	1965	2005
CH	56173	MATANG	31.85	102.70	3422	1991	2002
CH	56247	BATANG	29.97	99.07	2589	1972	2002
CH	56294	CHENGDU	30.67	104.02	508	1963	2004
CH	56312	CHUNYIMA	29.55	94.50	3001	1991	2000
CH	56492	YEHPIN	28.82	104.53	341	1963	2002
CH	56571	XICHANG	27.88	102.30	1592	1963	2005
CH	56651	LICHING	26.87	100.23	2394	1964	2002
CH	56691	WEINING	26.87	104.28	2235	1963	2005
CH	56739	TENGCHONG	25.03	98.48	1649	1963	2005
CH	56778	KUNMING	25.02	102.68	1892	1963	2005
CH	56964	SIMAO	22.95	100.98	1303	1963	2005
CH	56985	MENGZI	23.38	103.38	1301	1991	2005
CH	56989	HE-KOU	22.50	104.00	142	1963	1972
CH	57036	XIAN	34.30	108.93	398	1963	2005
CH	57067	LU-SHIH	34.00	111.02	569	1991	2005
CH	57083	ZHENGZHOU	34.72	113.65	111	1963	2005
CH	57127	HANGHONG	33.07	107.03	509	1963	2005
CH	57178	NANYANG	33.03	112.58	131	1966	2005
CH	57215	PINGDI	32.72	100.03	289	1963	2002
CH	57260	MING-CHING	32.07	114.05	85	1965	1996
CH	57328	DAHSHEN	31.22	107.50	341	1963	2002
CH	57411	NANCHUNG	30.80	106.10	304	1972	1972
CH	57447	ENSHI	30.70	111.28	458	1963	2005
CH	57461	YICHANG	30.70	111.28	131	1963	2005
CH	57494	WUHAN	30.63	114.07	38	1963	2005
CH	57516	CHONGQING	29.52	106.48	260	1963	2005
CH	57679	CHANGSHA	28.20	112.97	44	1963	2005
CH	57749	HUAIHUA	27.57	110.00	261	1991	2005
CH	57816	GUYANG	26.48	106.65	1222	1963	2005
CH	57957	GUILIN	25.33	110.30	167	1963	2005
CH	57972	CHENZHOU	25.82	113.02	184	1963	2005
CH	57993	GANZHOU	25.85	114.93	125	1963	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

CO	80398	LETICIA/VASQUEZ COBO	-4.55	-69.53	84	1986	2004
SP	60018	TENERIFE-GUIMAR	28.32	-16.38	111	2002	2005
SP	60020	SANTA CRUZ DE TENERIFE	28.45	-16.25	36	1963	2002
GQ	91212	AGANA	13.48	144.80	78	1963	2005
CR	94299	WILJIS ISLAND	-16.30	149.98	9	1966	2004
CS	78762	SAN JOSE/EL COCO	9.98	-84.22	920	1972	2005
CT	64600	BERBERATI	4.22	15.78	581	1963	1993
CT	64601	BOUAR	5.97	15.63	1024	1973	1994
CT	64610	BOSSANGOA	6.48	17.43	489	1973	1995
CT	64650	BANGUI	4.40	18.52	366	1952	2005
CT	64654	N'DELE	8.40	20.65	510	1973	1990
CT	64656	BANGASSOU	4.73	22.83	500	1973	1995
CU	78325	HAVANA	23.17	-82.35	50	1971	1995
CU	78355	CAMAGUEY	21.42	-77.87	120	1966	1995
CU	78367	GUANTANAMO BAY	19.90	-75.15	23	1948	2005
CV	08594	SAL ISLAND	16.73	-22.95	57	1963	2005
CW	91801	PENRRHYN	-9.00	-158.05	1	1978	2005
CW	91830	AITUTAKI	-18.83	-159.77	6	1971	1996
CW	91843	RAROTONGA	-21.20	-159.82	7	1968	2005
CY	17600	PAPHOS	34.72	32.48	11	1972	2005
CY	17601	AKROTIRI	34.58	32.98	28	1970	2004
CY	17606	NICOSIA	35.20	33.30	224	1956	1971
CY	17607	ATHALASSA	35.15	33.40	161	1983	2005
CY	17609	LARNACA	34.88	33.63	2	1980	2005
DA	06030	ALBORG	57.10	9.87	3	1966	1993
DA	06060	KARUP	56.30	9.12	53	1999	2005
DA	06181	KOBENHAVN/JAEGERSBOG	55.77	12.53	42	1963	2005
DJ	63125	DJIBOUTI CITY	11.55	43.15	19	1973	1994
DR	78486	SANTO DOMINGO	18.47	-69.88	14	1962	2005
EC	84008	SAN CRISTOBAL	-0.90	-89.62	5	1967	2004
EC	84203	GUAYAQUIL	-2.15	-79.88	100	1967	1990
EG	62305	SALLOUM PLATEAU	31.57	25.30	179	1979	2004
EG	62306	MERSA MATRUH	31.33	27.22	29	1963	2005
EG	62318	ALEXANDRIA/NOUZHA	31.20	29.95	3	1973	1986
EG	62337	EL ARISH	31.08	33.83	38	1995	2005
EG	62378	HELWAN	29.87	31.33	141	1963	2005
EG	62387	MINYA	28.08	30.73	40	1973	2004
EG	62405	LUXOR	25.67	32.70	95	1973	1990
EG	62414	ASSWAN	23.97	32.78	194	1963	2005
EG	62417	SIWA	29.20	25.48	15	1979	2000
EG	62420	BAHARIA	28.33	28.90	128	1976	2004
EG	62423	FARAFRA	27.05	27.97	92	1973	2005
EG	62432	DAKHLA	25.48	29.00	111	1986	2005
EG	62435	KHARGA	25.45	30.53	78	1973	1995
EI	03953	VALENTIA OBSERVATORY	51.93	-10.25	30	1963	2005
EN	26038	TALLINN	59.45	24.80	34	1947	2005
ER	63021	ASMARA	15.28	38.92	2325	1976	1992
ET	63450	ADDIS ABABA/BOLE	9.03	38.75	2354	1969	2004
ET	63478	GODE	5.10	44.58	320	1976	1988
EZ	11520	PRAHA/LIBUS	50.00	14.45	305	1969	2005
EZ	11722	BRNO-SOKOLNICE	49.12	16.75	300	1998	2003
FG	81401	ST. LAURENT DU MARONI	5.50	-54.03	4	1973	2001
FG	81405	CAVENNE/ROCHAMBEAU	4.83	-52.37	9	1964	2005

FG	81408	ST. GEORGES	3.88	-51.80	7	1973	2001
FG	81415	MARIASSOULA	3.63	-54.03	106	1974	2005
FI	02836	SODANKYLA	67.37	26.65	178	1949	2005
FI	02935	LUOMETJARVI	62.40	25.67	139	1964	2005
FI	02963	JOKIOJINEN	60.82	23.50	103	1957	2005
FJ	91650	KOTUMA	-12.50	177.05	26	1973	1980
FJ	91680	NADI AIRPORT	-17.75	177.45	25	1966	2005
FK	88889	MOUNT PLEASANT AIRPORT	-51.82	-58.45	73	1989	2005
FM	91334	CHUUK	7.47	151.85	3	1951	2005
FM	91347	PONAPE (PROFILER)	6.97	158.22	39	1990	1995
FM	91348	YAP	6.97	158.22	39	1951	2005
FM	91413	TORSHAVN	9.48	138.08	14	1951	2005
FO	06011	ATUONA	62.02	-6.77	55	1963	2005
FP	91925	BORA BORA	-9.80	-139.03	52	1968	2005
FP	91929	TAHITI-FAAA	-16.45	-151.75	3	1974	1999
FP	91938	TAKAROA	-17.55	-149.62	2	1966	2005
FP	91943	HAO	-14.48	-145.03	3	1973	2004
FP	91944	HEREHERETUE	-18.07	-140.95	3	1971	1997
FP	91945	RIKITEA	-19.87	-145.00	3	1973	2005
FP	91948	TUBUAI	-23.13	-134.97	89	1970	2005
FP	91954	RAPA	-23.35	-149.48	3	1973	2005
FP	91958	BREST	-27.62	-144.33	2	1966	2005
FR	07110	RENNES	48.45	-4.42	103	1963	2005
FR	07130	ALENCON	48.07	-1.72	37	1990	1997
FR	07139	TRAPPES	48.45	0.10	141	1990	1990
FR	07145	NANCY	48.77	2.00	168	1963	2005
FR	07180	BOURGES	48.68	6.22	212	1963	2005
FR	07255	DLJON	47.07	2.37	162	1974	2001
FR	07280	CONJAC	47.27	5.08	227	1983	1990
FR	07412	LYON	45.67	-0.32	30	1990	1994
FR	07481	BORDEAUX	45.73	5.08	240	1963	2005
FR	07510	NIMES	44.83	-0.68	61	1963	2005
FR	07645	AJACCIO	43.87	4.40	62	1960	2005
FR	07761	MARTIN DE VIVIES	41.92	8.80	9	1964	2005
FS	61996	PORT-AUX-FRANCAIS	-37.80	77.53	29	1967	2005
FS	61998	LIBREVILLE	-49.35	70.25	30	1968	2005
GB	64500	PORT-GENTIL	0.47	9.42	12	1973	2004
GB	64501	MOANDA	0.70	8.75	4	1973	2005
GB	64565	SUHUMI	2.08	11.48	600	1973	2004
GG	37260	BATUMI	-1.53	13.27	571	1973	1984
GG	37395	TBILISI	43.02	41.03	118	1963	1982
GG	37484	TAMALE	42.27	42.63	116	1973	1981
GG	37549	ACCRA	41.65	41.63	6	1968	1991
GH	65418	GIBRALTAR	41.68	44.95	490	1963	2004
GH	65467	THULE AFB	9.50	-0.85	173	1973	1992
GH	65472	EGEDESMINDE	4.88	-1.77	5	1973	1990
GI	08495	NARSSARSSUAQ	5.60	-0.17	65	1973	1998
GL	04202	NORD	36.15	-5.35	4	1963	2005
GL	04220	DANMARKSHAVN	68.70	-68.75	77	1963	2005
GL	04270	SCORESBYSUND	61.18	-52.85	41	1963	2005
GL	04310		81.60	-45.42	4	1963	2005
GL	04320		76.77	-16.70	40	1963	1972
GL	04339		70.48	-18.77	14	1963	2005
GL	04339		70.48	-21.95	69	1963	2005

ID	962221	PALEMANG TALANGBETUTU	-2,90	104,70	10	1973	2005
ID	96237	PANGKALPINANG	-2,17	106,13	33	1973	2005
ID	96239	TANDJUNGPANDAN BULOHKUMBANG	-2,75	107,75	44	1975	2005
ID	96253	BENGKULU PADANGKEMILING	-3,87	102,33	16	1973	2005
ID	96295	TELUKBETUNG BRANITI	-5,27	105,18	61	1976	2005
ID	96509	TARTKAN/DJUWATA	3,33	117,57	6	1969	2005
ID	96535	PALOH	1,76	109,30	15	1968	2005
ID	96565	PULUSBAU	0,88	112,93	17	1968	2005
ID	96581	POYANAK	-0,15	109,40	3	1973	2005
ID	96395	MURAIPEWE	-0,95	114,90	60	1994	2005
ID	96607	SAMARINDA	-0,62	117,15	230	1993	2004
ID	96633	BALIKPAPAN SEPINGGAN	-1,27	116,90	3	1973	2005
ID	96645	PANGKALAN	-2,70	110,70	25	1988	2004
ID	96655	PALANGKA RAYA	-1,00	114,00	27	1985	2005
ID	96685	BANDJARMASIN ULIN	-3,45	114,75	20	1973	2005
ID	96737	SERANG	-6,12	106,13	40	1988	2005
ID	96739	CURUG	-6,23	106,65	46	1978	2005
ID	96749	SOEKARNO	-6,12	106,65	8	1988	2005
ID	96791	JATIWANGI	-6,75	108,27	50	1985	2005
ID	96797	TEGAL	-6,85	109,15	10	1988	2005
ID	96801	TASIKMALAYA	-7,37	108,25	366	1978	2004
ID	96805	IJILATJAP	-7,73	109,02	6	1973	2005
ID	96839	SEMARANG KALIBANTENG	-6,98	110,38	3	1973	2005
ID	96845	SURAKARTA PANASAN	-7,87	110,92	104	1973	1993
ID	96925	SANGKAPURA	-5,85	112,63	3	1973	2005
ID	96933	SUBABAJA/PERAK	-7,22	112,72	3	1973	1981
ID	96935	SURABAJA	-7,37	112,77	3	1983	2005
ID	96973	KALIANGET	-7,05	113,97	3	1988	2005
ID	96987	BANYUWANGI	-8,22	114,38	5	1988	2005
ID	97008	TAHUNA/NAHA	3,58	125,47	38	1990	2005
ID	97014	MENADO/MAPANGET	1,53	121,92	80	1973	2005
ID	97028	TOLIPTOLI/LALOS	1,02	120,80	2	1988	2005
ID	97048	GORONTALO	0,52	123,07	2	1976	2005
ID	97072	PALU/MUTIARA	-0,68	119,73	86	1979	2005
ID	97086	LUWUK	-0,90	122,78	2	1991	2005
ID	97096	POSO/KASIGUNCU	-1,38	120,73	2	1988	2000
ID	97120	MAJENE	-2,50	119,00	8	1997	2005
ID	97146	KENDARI	-4,10	122,43	50	1973	1992
ID	97180	MAKASSAR	-5,07	119,55	14	1973	2005
ID	97192	BAU BAU	-5,47	122,62	2	1991	2005
ID	97230	DENPASAR	-8,75	115,17	1	1973	2005
ID	97240	AMIPENAN	-8,57	116,07	3	1979	2005
ID	97260	SUMBAWA BESAR	-8,52	117,42	3	1982	2005
ID	97270	BIMA/MOHAMMED SALAH	-8,55	118,70	2	1990	2005
ID	97300	MAUMERE	-22,23	122,23	32	1981	2004
ID	97340	WAINGAPU MAUHAU	-9,67	120,33	12	1973	2005
ID	97372	KUPANG-PENFUI	-10,17	123,67	138	1973	2005
ID	97390	DILI	-8,57	125,57	4	1973	1983
ID	97430	TERNATE	0,78	127,38	23	1988	2005
ID	97460	LABUHA/TALIABU	-1,62	124,55	3	1997	2005
ID	97502	SORONG	-0,93	131,12	3	1986	2005
ID	97530	MANOKWARI	-0,88	134,05	2	1993	2004
ID	97560	BIAR/MOKMER	-1,18	136,12	11	1972	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

IN	976000		SANANA		-2.08	126.00	2	1984	2004
ID	97686		WAMENA		-4.07	138.95	1660	1991	2004
ID	97690		SENTANI		-2.57	140.48	99	1973	2005
ID	97724		AMBON		-3.70	128.08	12	1978	2005
ID	97748		GESER		-3.88	130.90	3	1988	2005
ID	97760		KAJIMANA IRIAN BARAT		-3.67	133.75	3	1993	2000
ID	97810		TUAL/DUMAYUBUN		-5.68	132.75	12	1988	2005
ID	97900		SAULIKAKI		-7.08	131.30	24	1978	2005
ID	97980		MERAKKE		-8.47	140.38	3	1989	2005
IN	42027		SRINAGAR		34.08	74.83	1585	1970	2005
IN	42101		PATALLA		30.33	76.47	249	1979	2005
IN	42103		AMBALA		30.38	76.77	272	1973	2003
IN	42111		DEHGA DUN		30.32	78.03	682	1973	1997
IN	42165		BIKANER		28.00	73.30	224	1973	2003
IN	42182		NEW DELHI/SAFDARJUNG		28.58	77.20	267	1963	2005
IN	42189		BAKEILLY		28.36	79.40	173	1973	2001
IN	42273		BAHRAICH		27.57	81.60	124	1973	2001
IN	42314		DIBRUGARH/MOHANBARI		27.48	95.02	111	1973	2005
IN	42339		JODHPUR		26.30	73.02	224	1963	2005
IN	42348		JAIPUR		26.82	75.80	390	1973	2003
IN	42361		GWALIOR		26.23	78.25	207	1973	2005
IN	42369		LUCKNOW		26.75	80.88	122	1967	2005
IN	42379		GORAKHPUR		26.75	83.37	77	1973	2005
IN	42397		SILIGURI		26.67	88.37	123	1973	2005
IN	42410		GAUHATI		26.10	91.58	54	1956	2005
IN	42475		ALLAHABAD/BAMRAULI		25.45	81.73	98	1963	2001
IN	42492		PATNA		25.60	85.10	60	1985	2005
IN	42498		BHAGALPUR		25.23	86.95	49	1973	1998
IN	42542		UDAIPUR		24.61	73.88	514	1982	2001
IN	42543		UDAIPUR		24.58	73.70	582	1973	1976
IN	42591		GAYA		24.75	84.95	116	1973	2005
IN	42623		IMPHAL		24.67	93.90	774	1973	2005
IN	42634		BHU		23.25	69.67	80	1973	2003
IN	42647		AHMEDABAD		23.27	72.63	55	1963	2005
IN	42667		BHOPAL		23.28	77.35	523	1973	2005
IN	42675		JABALPUR		23.16	79.95	393	1973	2001
IN	42701		RANCHI		23.32	85.32	652	1973	2005
IN	42724		AGARTALA		23.88	91.25	16	1973	2005
IN	42798		JAMSHEDPUR		22.81	86.18	142	1973	2001
IN	42809		CALCUTTA/DUM DUM		22.65	88.45	5	1963	2005
IN	42867		NAGPUR SONEGAON		21.10	79.05	308	1963	2005
IN	42874		PBO RAIPUR		21.23	81.65	298	1973	2005
IN	42886		JHARSUGUDA		21.91	84.08	230	1973	2001
IN	42895		BALASORE		21.50	86.93	20	1979	1979
IN	42909		VERAVAL		20.90	70.37	8	1973	2003
IN	42971		BHUBANESHWAR		20.25	85.83	46	1971	2005
IN	43003		BOMBAY/SANTA CRUZ		19.12	72.85	14	1963	2005
IN	43014		AURANGABAD/CHIKALTHANA		19.85	75.40	582	1973	2005
IN	43041		JAGDALPUR		19.08	82.03	553	1973	2005
IN	43049		GOPALPUR		19.26	84.88	17	1973	2005
IN	43063		POONA		18.53	73.85	559	1973	2003
IN	43110		RATNAGIRI		16.98	73.33	34	1973	1975
IN	43128		HYDERABAD AIRPORT		17.45	78.47	545	1971	2005

IN	43150	VISAKHAPATNAM	17.72	83.30	43	1964	2005
IN	43185	MACHILIPATNAM	16.18	81.13	2	1985	2005
IN	43192	PANJIM	15.48	73.82	60	1971	2005
IN	43194	GOA/DABOLIM AIRPORT	15.38	73.82	52	1974	1975
IN	43201	GADAG	15.42	75.63	650	1973	2003
IN	43237	ANANTAPUR	14.68	77.62	350	1973	2003
IN	43279	MADRAS	13.00	80.18	16	1963	2005
IN	43285	PANAJOUR	12.95	74.83	31	1973	2005
IN	43285	BANGALORE	12.97	77.58	920	1963	2005
IN	43296	BANGALORE AERO KARNATAKA	12.95	77.63	897	1965	2005
IN	43311	AMIMI	11.12	72.73	4	1973	2005
IN	43333	PORT BLAIR	11.67	92.72	79	1963	2005
IN	43344	TIRUCHIRAPALLI	10.76	78.71	88	1973	2001
IN	43346	KARAIKAL	10.92	79.83	7	1976	2005
IN	43353	COCHIN/WILLINGDON	9.93	76.23	3	1967	2005
IN	43368	CAR NICOBAR	9.15	92.82	14	1973	1991
IN	43369	MINICOY	8.30	73.00	2	1965	2005
IN	43371	THIRUVANANTHAPURAM	8.48	76.95	64	1963	2005
IO	61967	DIEGO GARCIA	-7.30	72.40	3	1967	2005
IR	40706	TABRIZ	38.13	46.25	1361	1969	2005
IR	40745	MASHHAD	36.27	59.63	980	1968	2005
IR	40754	TEHERAN/MEHRABAD	35.68	51.32	1191	1964	2005
IR	40766	KERMANSHAH	34.35	47.15	1322	1968	2005
IR	40795	VAHDATI APB	32.43	48.40	152	1974	1980
IR	40800	ESFAHAN	32.62	51.67	1550	1969	2005
IR	40809	BIRJAND	32.87	59.20	1491	1988	2005
IR	40811	AHWAZ	31.33	48.67	22	2001	2005
IR	40841	KERMAN	30.25	56.97	1754	1966	2005
IR	40848	SHIRAZ	29.53	52.58	1491	1968	2005
IR	40875	BANDARABBASS	27.22	56.28	10	1988	2005
IS	40165	HAIFA/R. DAVID	32.67	35.18	51	1973	1982
IS	40179	BET/DAGAN	32.00	34.82	35	1963	2005
IS	40199	EIDAT	29.55	34.95	42	1973	1985
IT	16044	UDINE	46.03	13.18	92	1963	2005
IT	16080	MILANO	45.43	9.28	103	1963	2005
IT	16144	BOLOGNA	44.65	11.62	11	1987	2005
IT	16242	ROMA/FUMICINO	41.80	12.23	5	1963	1986
IT	16245	PRATICA DI MARE	41.65	12.43	32	1987	2005
IT	16320	BRINDISI	40.65	17.95	10	1963	2005
IT	16429	TRAPANI	37.92	12.50	14	1976	2005
IT	16560	CAGLIARI	39.25	9.05	5	1963	2005
IV	65528	ODIENNE	9.50	-7.57	433	1981	1981
IV	65536	KORHOGO	9.42	-5.62	381	1979	1995
IV	65548	MAN	7.38	-7.53	336	1973	2002
IV	65555	BOUAKE	7.73	-5.07	376	1973	1997
IV	65578	ABIDJAN	5.25	-3.93	8	1957	2001
IV	65592	TABOU	4.42	-7.37	6	1973	1994
IZ	40608	MOSUL	36.32	43.15	222	1967	1977
IZ	40642	RUTBA	33.03	40.28	615	1973	1980
IZ	40650	BAGHDAD	33.23	44.23	34	1958	2003
IZ	40676	NASIRIYA	31.08	46.23	3	1973	1979
IZ	40689	BASRA	30.57	47.78	2	1966	1990
JA	47401	WAKKANAI	45.42	141.68	11	1963	2005
JA	47412	SAPPORO	43.05	141.33	26	1955	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

JA	47420		NEMURO	43.33	145.58	39	1963	2005
JA	47580	MISAWA AFB	40.70	141.38	39	1965	2005	
JA	47582	AKITA	39.72	140.10	7	1963	2005	
JA	47590	SENDAI	38.27	140.90	43	1963	2005	
JA	47600	WAJIMA	37.38	136.90	14	1963	2005	
JA	47604	NIIGATA	37.92	139.05	7	1973	1990	
JA	47646	TAIENO	36.05	140.13	31	1963	2005	
JA	47678	HACHUO JIMA	33.12	139.78	153	1963	2005	
JA	47681	HAMAMATSU AFB	34.75	137.70	48	1965	2005	
JA	47688	HATEYAMA AFB	34.98	139.83	5	1977	1980	
JA	47727	SHIMOFUSA AFB	35.78	140.92	33	1977	1980	
JA	47744	YONAGO	35.43	132.35	8	1963	2005	
JA	47764	IWAKUNI	34.15	132.23	3	1979	2005	
JA	47772	OSAKA	34.68	135.53	50	1973	1992	
JA	47778	SHIONOMISAKI	33.45	135.77	79	1963	2005	
JA	47807	FUKUOKA	33.58	130.38	15	1963	2005	
JA	47827	KAGOSHIMA	31.63	130.60	31	1963	2005	
JA	47881	TOKUSHIMA AFB	34.13	134.60	11	1969	2005	
JA	47909	NAZE	28.38	129.55	295	1963	2005	
JA	47918	ISHIGAKIJIMA	24.33	124.17	7	1964	2005	
JA	47936	NAHA	26.20	127.68	27	1973	2005	
JA	47945	MINAMIDAITO JIMA	25.83	131.23	20	1963	2005	
JA	47971	CHICHI JIMA	27.08	142.18	8	1968	2005	
JA	47981	IWO JIMA	24.78	141.33	116	1991	2005	
JA	47991	MARCUS IS.	24.30	153.97	9	1970	2005	
JM	78397	KINGSTON/NORMAN MANLEY	17.93	-76.78	14	1956	2005	
JQ	40265	MAFRAQ	32.37	36.25	687	1965	2005	
JQ	91275	JOHNSTON ISLA	16.73	-169.52	3	1963	1984	
KE	63612	LODWAR	3.12	35.62	515	1975	1999	
KE	63624	MANDERA	3.93	41.87	230	1973	1990	
KE	63714	NAKURU	-0.27	36.07	1871	1973	1999	
KE	63723	GARISSA	-0.47	39.63	147	1973	1999	
KE	63741	NAIROBI/DAGORETTI	-1.30	36.75	1798	1966	2005	
KE	63766	MAKINDU	-2.28	37.83	998	1973	1996	
KE	63793	VOI	-3.40	38.57	560	1973	1995	
KE	63799	MALINDI	-3.23	40.10	24	1973	1988	
KC	36971	NATUN	41.43	76.00	2049	1967	1992	
KG	38343	RISHKEK	42.85	74.53	760	1964	2003	
KG	38613	DZHALALABAD	40.92	72.95	771	1958	1992	
KN	47058	PYONGYANG	39.02	125.82	38	1963	2005	
KR	91492	CHRISTMAS ISLAND	2.00	-157.40	3	1987	2001	
KR	91610	TARAWA	1.35	-172.92	2	1973	2005	
KR	91701	CANTON IS.	-2.77	-171.72	3	1948	1992	
KS	47103	PAENGYONG-DO ISLAND	37.97	124.67	177	1973	2000	
KS	47107	KANGNING AFB	37.75	128.95	6	1973	2000	
KS	47110	SEOUL/KIMPO	37.55	126.80	20	1973	1990	
KS	47118	HOENGSONG AFB	37.43	127.95	101	1973	2000	
KS	47122	OSAN AB	37.10	127.03	52	1957	2005	
KS	47132	TAJEON AFB	36.33	127.38	64	1973	1987	
KS	47134	YECHON	36.62	128.35	120	1980	2000	
KS	47138	POHANG	36.03	129.38	6	1966	2005	
KS	47142	TAEGU	35.90	128.65	35	1973	2000	
KS	47153	PUSAN WEST	35.18	128.93	4	1973	2000	
KS	47158	KWANGJU AB	35.12	126.82	13	1973	2005	

KS	47161	SACHON	35,08	128,08	8	1975	2000
KS	47185	CHEJU	33,28	126,17	73	1954	2005
KU	40582	KUWAIT AIRPORT	29,22	47,98	55	1967	2005
KZ	28932	KUSTANAI	53,13	63,37	156	1950	2005
KZ	35108	URALSJK	51,25	51,40	36	1950	1996
KZ	35229	AKTJUBINSK	50,17	57,09	219	1946	2005
KZ	35361	AMANGELDY	50,13	65,23	142	1963	1990
KZ	35394	KARAGANDA	49,48	73,09	553	1946	2005
KZ	35671	DZHEKAZGAN	47,80	67,72	343	1963	2005
KZ	35700	ATYRAU	47,72	51,92	228	1953	2005
KZ	35746	ARALSKOEMORE	46,78	61,67	60	1946	1996
KZ	35796	BALHASH	46,90	73,00	416	1953	1996
KZ	36003	PAVLODAR	52,28	76,95	118	1958	2005
KZ	36177	SEMPALATINSK	50,35	80,25	196	1946	1995
KZ	36859	PANFILOV	44,17	80,07	640	1957	1994
KZ	36870	ALMATY	43,21	77,01	663	1957	2005
KZ	38062	KZYLORDA	44,77	65,53	128	1961	1996
KZ	38341	ZHAMBYL	42,51	71,23	651	1964	2005
LE	40100	BEIRUT/KHALDE	33,82	35,48	16	1957	2005
LG	26406	LEPAIA	21,02	21,02	8	1950	1992
LG	26422	RIGA	56,97	24,03	26	1946	2005
LH	26629	KAUNAS	54,88	23,88	77	1947	2001
LI	65660	ROBERTS FIELD	6,25	-10,35	9	1977	1987
LO	11952	POPRAD/GANOVCE	49,03	20,32	706	1963	2005
LY	62010	TRIPOLI AIRPORT	32,67	13,15	82	1949	2005
LY	62019	SIRTE	31,20	16,58	22	1975	1997
LY	62053	BENINA	32,10	20,27	132	1969	2005
LY	62055	AGEDABIA	30,72	20,17	6	1973	1987
LY	62059	DERNA	32,73	22,63	9	1973	1986
LY	62062	TOBRUK	32,10	23,92	50	1958	1987
LY	62103	GHADAMES	30,13	9,50	338	1973	1997
LY	62120	GARIAT/EL SHARGHIA	30,38	13,58	501	1973	1982
LY	62124	SEBHA	27,02	14,43	440	1974	2005
LY	62271	KUFRA	24,22	23,30	407	1973	1991
MA	67009	DIEGO SUAREZ	12,35	49,30	114	1973	2004
MA	67012	FASCENE	-13,32	48,32	10	1973	1981
MA	67017	VOHJAR	-13,32	50,00	9	1976	2004
MA	67023	SAMBAYA	-14,38	50,17	7	1973	2004
MA	67025	ANTALHA	-15,00	50,33	6	1973	2004
MA	67027	MAJUNGA	-15,67	46,35	26	1973	2005
MA	67083	ANTANANARIVO/IVATO	-18,80	47,48	1276	1967	2004
MA	67095	TAMATAVE	-18,12	49,40	5	1973	2005
MA	67117	MORONDAVA	-20,28	44,32	8	1973	1997
MA	67131	MOROMBE	-21,75	43,37	5	1976	1978
MA	67157	FARAFANGANA	-22,80	47,83	6	1973	2004
MA	67161	TULEAR	-23,38	43,73	8	1973	1996
MA	67197	FORT DAUPHIN	-25,03	46,95	9	1972	2005
MB	78925	LE LAMENTIN	14,60	-61,00	7	1973	2001
MD	33815	KISINEV	47,02	28,87	173	1962	2002
PO	08521	FUNCHAL/CATARINA	32,68	-16,77	61	1963	1980
PO	08522	FUNCHAL	32,63	-16,90	56	1980	2005
MF	67005	DZAUDZI	-12,80	45,28	7	1973	2005
MG	44212	ULAN GOM	49,97	92,08	939	1970	2005
MG	44218	KOHO HOVDO	48,02	91,65	1406	1973	1982

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

MG	44231		MUREN	49.63	100.17	1283	1971	2005
MG	44259		CHOIBALSAN	48.07	114.50	747	1973	2005
MG	44272		ULAN KOM	47.75	96.85	1753	1983	
MG	44277		ALTAI	46.40	96.25	2181	1970	2004
MG	44282		TSETSERLEG	47.45	101.47	1697	1982	
MG	44288		ARBAHER	46.27	102.78	1813	1973	2004
MG	44292		ULAN BATOR	47.93	106.98	306	1963	2005
MG	44341		MANDALGOVL	45.77	106.28	1397	1973	1982
MG	44354		SAINSHAND	43.90	110.12	936	1963	1991
MG	44373		DALANZADGAD	43.58	104.42	1465	1963	2004
MI	67489		NUZU	-1.45	34.02	1253	1982	1984
MI	67586		LILONGWE AIRPORT	-13.78	33.77	1229	1973	2002
MI	67693		CHILEKA	-15.68	34.97	767	1973	2004
MI	13586		SKOPJE	41.95	21.63	241	1973	2005
ML	61202		TESSALIT	20.20	0.98	494	1973	1997
ML	61214		KIDAL	18.43	1.35	458	1973	2005
ML	61223		TOMBOUCTOU (TIMBUKTU)	16.72	-3.00	264	1973	2005
ML	61226		GAO	16.27	-0.05	265	1973	2005
ML	61233		NARA	15.17	-7.28	265	1980	1991
ML	61257		KAYES	14.43	-11.43	47	1973	2004
ML	61265		MOPTI	14.52	-4.10	276	1973	2004
ML	61272		SEGOU	13.43	-6.28	288	1973	2004
ML	61291		BAMAKO/SENOU	12.53	-7.95	381	1965	2005
BM	48008		MYTPIYINA	25.37	97.40	147	1973	1998
BM	48042		MANDALAY	21.98	96.10	76	1990	1998
BM	48053		MEIKTILA	20.88	95.90	220	1968	1998
BM	48062		ARKYAB	20.13	92.88	5	1973	1994
BM	48080		SANDOWAY	18.47	94.35	11	1973	1998
BM	48097		RANGOON	16.77	96.17	15	1968	2004
BM	48108		TAVOY	14.10	98.22	17	1973	2002
BM	48110		MERGUI	12.43	98.60	37	1973	1998
BM	48112		VICTORIA POINT	9.97	98.58	47	1973	1993
MO	60115		OUIDA	34.78	-1.95	468	1991	1998
MO	60155		CASABLANCA	33.57	-7.67	62	1965	2005
MO	60191		BENGMELAL	32.37	-6.40	468	1990	2005
MO	60252		AGADIR AL MASSIRA	30.33	-9.40	74	1969	2003
MO	60265		OUARZAZATE	30.93	-6.90	1131	1973	1983
MP	61986		ST BRANFON IS.	-16.45	59.62	4	1977	2005
MP	61988		RODRIGUEZ	-19.68	63.42	59	1977	2005
MP	61995		VACOAS	-20.50	57.50	425	1966	2005
MIR	61401		BIR MOGHREIN	25.23	-11.62	360	1956	1990
MIR	61415		ZOUERATE	22.75	-12.48	343	1973	1993
MIR	61421		NOUADHIBOU	20.93	-17.03	3	1968	2002
MIR	61442		ATAF	20.52	-13.07	226	1973	1990
MIR	61447		NOUAKCHOTT	18.10	-15.95	2	1973	2005
MIR	61492		NEMA	16.60	-7.27	246	1973	1991
MIR	61498		KIFFA	16.63	-11.40	115	1973	1993
MT	16597		LU QA	35.85	14.48	91	1963	2001
MU	41256		SEEB AIRPORT	23.58	58.28	8	1978	2005
MU	41288		MASIRAH	20.68	58.90	21	1968	1985
MU	41316		SALALAH	17.03	54.08	17	1973	2005
MV	43555		MALE	4.20	73.53	2	1976	1999
MV	43599		GAN	-0.68	73.15	2	2004	2005
MX	76151		ISLA GUADALUPE	29.17	-118.32	23	1971	1998

MX	76225		CHIHUAHUA	28.63	-106.08	1434	1964	2005
MX	76256		ENIPALME	27.95	-110.77	12	1964	2005
MX	76382		TOHREON	25.53	-103.44	1124	1994	2004
MX	76394		MONTERREY AEROPUERTO	25.87	-100.23	448	1964	2005
MX	76405		LA PAZ	24.17	-110.30	19	1974	2005
MX	76458		MAZATLAN	23.20	-106.32	4	1963	2005
MX	76595		CANCUN	21.02	-86.85	10	1995	2005
MX	76612		GUADALAJARA	20.67	-103.38	1551	1970	2005
MX	76644		MERIDA	20.98	-89.65	11	1956	2005
MX	76654		MAZANILLO	19.05	-104.32	3	1976	2005
MX	76679		MEXICO CITY	19.43	-99.13	2306	1963	2005
MX	76680		MEXICO (CENTR)	19.43	-99.13	2237	1973	1976
MX	76692		VERA CRUZ/HACIENDA	19.15	-96.12	16	1963	2005
MX	76723		ISLA SOCORRO	18.72	-110.95	35	1973	2005
MX	76805		ACAPULCO	16.83	-99.93	3	1973	2005
MX	76904		PUERTO MADERO TAPACHULA	14.70	-92.40	3	1997	1997
MX	48601		PENANG/BAYAN LEPAS	5.30	100.27	3	1968	2005
MY	48602		BUTTERWORTH	5.47	100.38	1	1958	1985
MY	48615		KOTA BHARU	6.17	102.28	5	1973	2005
MY	48620		SITIAWAN	4.22	100.70	8	1973	2005
MY	48647		KUALA LUMPUR/	3.12	101.55	22	1971	1998
MY	48657		KUANTAN	3.78	103.22	18	1971	2005
MY	96413		KUCHING	1.48	110.33	27	1973	2005
MY	96441		BINTULO	3.20	113.03	5	1973	2005
MY	96471		KOTA KINABALU	5.95	116.05	3	1969	2005
MY	96481		TAWAU	4.27	117.87	20	1984	2005
MY	96491		SANDAKAN	5.90	118.07	13	1973	2005
MZ	67215		PORTO AMELIA	-12.97	40.50	50	1973	1983
MZ	67237		NAMPULA	-15.10	39.28	441	1971	2005
MZ	67283		QUEIMANE	-17.88	36.88	11	1980	1985
MZ	67297		BEIRA	-19.80	34.90	8	1973	2004
MZ	67323		INHAMBANE	-23.87	35.38	15	1973	1983
MZ	67341		MAPUTO/MAVALANE	-23.92	32.57	39	1966	1996
NC	91577		KOUMAC	-20.57	164.28	18	1978	2004
NC	91582		QUANAHAM	-22.77	167.23	29	1978	2004
NC	91592		NOUMEA	-22.27	166.45	72	1966	2005
NF	94996		NORFOLK ISLAND	-29.03	167.93	110	1966	2005
NG	61017		BILMA	18.68	12.92	357	1973	2004
NG	61024		AGADEZ	16.97	7.98	502	1973	2005
NG	61052		NIAMEY-AERO	13.48	2.17	227	1950	2005
NG	61075		BIRNI-N'KONIA	13.80	5.25	274	1973	2004
NG	61080		MARADI	13.47	7.08	369	1985	2005
NG	61090		ZINDER	13.78	8.98	460	1973	2004
NH	91557		BAUERFIELD	-17.70	168.30	21	1972	1998
NI	65046		KANO	12.05	8.63	476	1972	1983
NI	65082		MAIDUGURI	11.85	13.08	354	1973	1983
NI	65123		MINNA	9.62	6.63	260	1973	1983
NI	65202		LAGOS/OSHODI	6.55	3.35	14	1953	2005
NL	06210		VALKENBURG	52.17	4.42	1	1994	2005
NL	06242		VIELAND	53.25	4.92	5	1977	2002
NL	06260		DE BILT	52.10	5.18	4	1963	2005
JN	01001		JAN MAYEN	70.93	-8.67	9	1963	2005
SV	01004		NY-ALESUND II	78.92	11.93	8	1993	2005

PL	12425	WROCLAW	51,13	16,98	119	1956	2005
PM	78806	HOWARD AFB	8,97	-79,55	13	1947	1999
PO	08508	LAI'ES/SANTIA RITA	38,73	-27,07	112	1946	2005
PO	08549	COIMBRA	40,20	-8,42	140	1973	1975
PO	08554	FAHO	37,02	-7,97	7	1973	1983
PO	08570	LISBOA/COUTINHO	38,77	-9,13	105	1963	2005
PP	92035	PORTI MORESBY	-9,38	147,22	58	1973	2005
PP	92044	MOMOTE	-2,07	147,43	5	1950	2005
PP	94014	MDANG	-5,22	145,80	6	1950	1995
PP	94085	RABAUL	-4,22	152,18	6	1950	1989
PS	91408	KOROR	7,33	134,48	30	1951	2005
RE	61980	SAINT DENIS	-20,88	55,52	20	1973	2004
RM	91366	KWJALEIN ATOLL	8,73	167,73	2	1952	2005
RM	91376	MAJURO ATOLL	7,08	171,38	3	1955	2005
RO	15010	SATU MARE	47,78	22,88	122	1976	1994
RO	15080	ORADEA	47,05	21,93	136	1974	1993
RO	15090	IASI	47,17	27,60	102	1976	1992
RO	15120	CLUJ-NAPOCA	46,78	23,57	413	1963	2005
RO	15150	BACAU	46,57	26,98	182	1973	1998
RO	15200	ARAD	46,17	21,32	108	1973	1994
RO	15310	GALATI	45,50	28,02	71	1973	1992
RO	15350	BUZAU	45,15	26,82	97	1976	1993
RO	15360	SULINA	45,15	29,67	9	1991	1998
RO	15410	TURNU SEVERAN	44,63	22,63	77	1976	1993
RO	15420	BUCARESTI/BANCASA	44,50	26,13	91	1955	2005
RO	15480	CRAIOVA	44,23	23,87	190	1976	1982
RO	15480	CONSTANTA	44,22	28,63	14	1965	2002
RP	98223	LAOAG	18,18	120,53	5	1965	2004
RP	98327	CLARK AFB	15,17	120,57	146	1947	1991
RP	98328	BAGUIO	16,42	120,60	1500	1973	2001
RP	98444	LEGASPI	13,13	123,73	17	1973	2002
RP	98618	PUERTO PRINCESA	9,75	118,73	15	1973	2002
RP	98630	CUYO	10,85	121,03	4	1976	1970
RP	98646	CEBU/MACTAN	10,30	123,97	24	1973	2002
RP	98653	SURIGAO	9,80	125,50	22	1973	1979
RP	98753	DAVAO AIRPORT	7,12	125,65	23	1978	2004
RP	98836	ZAMBOANGA MINDANAO	6,90	122,07	6	1964	1987
RQ	78526	SAN JUAN	18,43	-66,00	19	1956	2005
RS	20046	OSTROV KHEISA	80,62	58,05	20	1963	1997
RS	20069	OSTROV VIEZ	79,50	76,98	12	1963	1991
RS	20274	OSTROV UEDINENIA	77,50	82,23	23	1957	1991
RS	20292	MYS CHELIUSKIN	77,72	104,28	16	1949	1997
RS	20353	MYS ZHELANIA	76,95	68,58	8	1955	1993
RS	20667	OSTROV BELY	73,33	70,03	6	1953	1995
RS	20674	OSTROV DIKSON	73,50	80,42	47	1948	2005
RS	20744	MALYE KARMAKULY	72,38	52,73	19	1967	2005
RS	20891	KHATANGA	71,98	102,47	32	1950	2005
RS	21358	OSTROV ZHOVA	76,15	152,83	14	1965	1991
RS	21432	OSTROV KOTELNY	76,00	137,90	22	1955	2000
RS	21504	OSTROV PREOBRAZHENIA	74,67	112,93	60	1964	1996
RS	21647	MYS SHALAUROVA	73,20	143,53	24	1958	1997
RS	21824	BUKHITA TUKSI	71,63	128,85	8	1948	2005
RS	21946	COKURDAH	70,62	147,88	48	1964	2005
RS	21965	OSTROV CHETYREKHSHTOLBOVOY	70,63	162,40	38	1948	1994

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

RS	21982	OSTROV VRANGELYA	70.97	-178.53	3	1954	1999
RS	22113	MURMANSK	68.98	33.12	121	1946	2005
RS	22217	KANDALAKSHA	67.13	32.43	26	1957	2005
RS	22271	SOJINA	67.87	44.17	10	1962	2005
RS	22522	KEM-POIT	64.98	34.78	7	1950	2005
RS	22550	ARHANGELSK	64.58	40.50	4	1946	2005
RS	22802	SORTOVALA	61.72	30.72	17	1949	1991
RS	22820	PE-PROZAVODSK	61.82	34.27	109	1957	2001
RS	22845	KARGOPOL	61.50	38.93	121	1962	2005
RS	23022	ANDERMA	69.77	61.68	53	1950	1998
RS	23078	NOBILSKA	69.32	88.22	62	1980	1995
RS	23146	MYS KAMENNY	68.47	73.00	2	1955	1992
RS	23205	NAJUAN MAR	67.65	53.02	9	1963	2005
RS	23274	Y GARKA	67.47	86.57	20	1950	1974
RS	23330	SALE-KHARD (OBDORSK)	66.53	66.53	15	1948	2005
RS	23418	PECHORA	65.12	57.10	56	1953	2005
RS	23472	TURUKHANSK	65.78	87.95	37	1963	2005
RS	23552	TARKO-SALE	64.92	77.82	27	1955	1998
RS	23804	SYKTYVKAR	61.67	50.85	118	1947	2005
RS	23884	PODKAMENNAIA-TUNGUSKA	61.60	90.00	60	1950	2005
RS	23921	IVDEL	60.68	60.43	95	1953	2005
RS	23933	SAMAROVO	60.97	69.07	44	1946	2004
RS	23955	ALEKSANDROVSKOE	60.43	77.87	47	1949	2005
RS	24125	OLENEK	68.50	112.43	203	1955	2005
RS	24266	VERHOYANSK	67.55	133.38	137	1963	2005
RS	24343	GIGANSK	66.77	123.40	83	1950	2005
RS	24507	TURA	64.28	100.23	186	1955	2005
RS	24641	VILUIYSK	63.77	121.62	110	1950	2005
RS	24688	OIMAKON	63.47	142.80	740	1950	2005
RS	24726	MIRNY	62.55	114.00	363	1966	2005
RS	24790	SUSUMAN	62.78	148.13	649	1959	1991
RS	24817	YERBOGACHEN	61.27	108.02	283	1955	1996
RS	24908	VANAVARA	60.33	102.27	260	1955	2005
RS	24944	OLEKMINSK	60.40	120.42	135	1950	2005
RS	24959	YAKUTSK	62.08	129.75	100	1957	2005
RS	25042	AYON	69.93	167.97	16	1966	1983
RS	25123	CHERSKIY	68.73	161.30	26	1968	2005
RS	25173	MYS SCHMIDT	68.92	-179.38	7	1938	1998
RS	25309	MYS WELLEN	66.17	-169.83	7	1954	1998
RS	25369	ZYRANKA	65.73	150.90	43	1954	2005
RS	25428	OMOLON	63.22	160.90	253	1957	2005
RS	25531	MAROVO	64.68	170.42	22	1955	1993
RS	25563	ANADYR	64.73	177.90	3	1955	2002
RS	25594	BUKHTA PROVIDENCIA	64.43	-173.23	3	1948	1991
RS	25677	UGOLNAJA	63.05	179.32	85	1955	1995
RS	25703	SEIMCHAN	62.92	152.42	206	1955	2005
RS	25822	KUSHKA	61.95	160.37	20	1955	1991
RS	25913	MAGADAN	59.58	150.78	118	1950	2005
RS	25954	KORF	60.35	166.00	2	1952	2005
RS	26063	LENINGRAD	59.95	30.70	78	1946	2005
RS	26258	PSKOV	57.83	28.35	42	1948	1998
RS	26298	BOLOGOE	57.90	34.05	187	1952	2005
RS	26477	VELIKIE LUKI	56.38	30.60	98	1960	2005
RS	26702	KALININGRAD	54.70	20.62	21	1950	2001

RS	26781			54.75	32.07	236	1946	2005
RS	27037	SMOLENSK		59.28	39.87	122	1947	2005
RS	27199	VOLOGDA		58.63	49.63	158	1947	2005
RS	27459	KIROV		56.27	44.00	157	1953	2005
RS	27595	NIZHNI NOVGOROD		55.75	49.18	119	1946	2005
RS	27612	KAZAN		57.57	37.57	187	1963	2005
RS	27612	MOSCOW/DOMODEDOV		54.12	35.33	240	1963	2005
RS	27707	SUHINICI		54.63	39.70	158	1963	2005
RS	27730	RYJAN		52.73	41.47	161	1948	1995
RS	27944	TYUMEV		53.13	43.02	174	1961	2005
RS	27962	PENZA		52.98	49.43	45	1994	2005
RS	27995	BEZENCUK		58.02	56.30	170	1961	2005
RS	28225	PERMI		58.15	68.18	50	1951	2005
RS	28275	TBOLISK		56.80	60.63	288	1946	1994
RS	28440	SVERDLOVSK		56.73	61.07	290	1994	2005
RS	28445	VERHNEE DUBROVO		55.47	65.40	79	1955	2005
RS	28661	KURGAN		54.93	73.40	91	1963	2005
RS	28698	OMSK		54.82	56.15	104	1946	2005
RS	28722	UFA		53.25	50.45	45	1946	1994
RS	28900	KUJBYSEV		58.30	82.90	76	1951	2005
RS	29231	KOLPASHEV		58.45	92.15	78	1964	2005
RS	29263	YENISEYSK		58.38	97.48	131	1950	2005
RS	29282	BOGUCHANY		56.18	92.62	205	1994	2005
RS	29572	EMEL JANOVO		56.00	92.88	206	1963	1994
RS	29574	KRASNOJARSK		55.37	78.40	120	1958	2005
RS	29634	BARABINSK		55.03	82.90	143	1957	2005
RS	29634	NOVO-SIBIRSK		54.88	99.03	410	1950	2005
RS	29698	NIZHNE-UDINSK		53.33	83.70	160	1963	1994
RS	29838	BARNAUL		53.77	91.32	256	1964	2005
RS	29862	HAKASSKAJA		59.45	112.58	186	1951	2005
RS	30054	VITIM		57.77	108.12	257	1950	2005
RS	30230	KIRENSK		56.30	101.70	417	1967	2005
RS	30309	BRATSK		56.92	118.25	711	1967	2005
RS	30372	CARA		54.80	105.17	415	1950	1996
RS	30521	ZHIGALOVO		54.47	113.58	995	1950	2005
RS	30554	BOGDARIN		53.43	108.98	459	1960	2005
RS	30635	UST-BARGUZIN		53.73	119.78	625	1957	2001
RS	30673	MOGACHA		54.00	123.97	400	1950	1996
RS	30692	SKOVOJDINO		52.40	103.20	437	1959	1972
RS	30710	IRKUTSK		52.48	103.85	450	1991	2005
RS	30719	ANGARSK		52.02	113.33	672	1946	2005
RS	30798	CHITA		50.37	108.75	770	1955	2005
RS	30935	KRAJNY ICHIKOI		50.38	116.52	675	1957	2005
RS	30965	BORZIA		58.62	125.37	680	1950	2005
RS	31004	ALDAN		59.37	143.20	8	1963	2005
RS	31088	OKHOTSK		56.45	138.15	7	1963	2005
RS	31168	AJAN		53.75	127.23	228	1963	2005
RS	31300	ZEYA		53.07	132.93	543	1963	1996
RS	31329	EKIMCHAN		53.15	140.70	46	1959	2005
RS	31369	NIKOLAYEVSK-NA-AMURE		50.27	127.50	177	1946	2005
RS	31510	BLAGOVESHCHENSK		50.07	132.13	340	1959	2005
RS	31538	SUTUR		50.60	137.08	35	1955	1991
RS	31561	KOMSOMLSK		47.73	130.97	72	1948	1993
RS	31707	YEKATERINO NIKOLSKOIE		48.53	135.23	72	1946	2005
RS	31736	KHABAROVSK						

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

RS	31770	SOVETSKAY GAVAN	49.00	140.27	22	1964	1991
RS	31873	YMAN	45.93	133.74	107	1957	2005
RS	31909	TERNEY	45.05	136.62	70	1950	1996
RS	31960	VLADIVOSTOK	43.12	131.90	78	1963	1994
RS	31977	SAD-GOROD	43.27	132.05	82	1994	2005
RS	32061	ALEXANDROVSK	50.90	132.17	30	1951	2005
RS	32098	PERONAIK	49.22	133.10	4	1970	2005
RS	32099	TERPENIYA	48.50	134.75	33	1964	1970
RS	32150	JUZNO-SAKHALINSK	46.92	132.73	21	1938	2005
RS	32165	YZHNO-KURILSK	44.03	135.85	40	1951	1995
RS	32186	URUP	46.20	150.50	73	1961	1996
RS	32219	KOZYREVSKOYE	50.70	156.23	23	1994	2003
RS	32247	MYS VASIL'VEVA	50.02	155.40	23	1953	1994
RS	32389	KLUCHI	56.32	160.83	28	1950	2005
RS	32477	SOBOLEVO	54.30	155.97	25	1967	1978
RS	32540	PETROPAVLOVSK	53.02	158.72	78	1963	2005
RS	32618	OSTROV BERINGA	55.20	165.98	14	1957	1996
RS	34009	KURSK	51.65	36.18	246	1946	2005
RS	34122	VORONEZ	51.67	39.27	100	1960	2005
RS	34172	SARATOV	51.56	46.03	166	1947	1998
RS	34247	KALACH	50.42	41.05	93	1961	2005
RS	34560	VOVGORAD	48.68	44.35	141	1947	2005
RS	34731	ROSTOV	47.25	39.82	78	1946	2005
RS	34858	DIVNOIE	45.92	43.35	87	1957	2005
RS	34880	ASTRAKHAN	46.35	47.97	-22	1947	2005
RS	35121	CHKALOV	51.75	55.10	119	1946	2005
RS	36096	KYZYL	51.67	94.38	629	1955	2005
RS	37018	TAUPSE	44.10	39.07	95	1950	1997
RS	37054	MINERALNYE VODY	44.22	43.10	314	1946	2005
RS	37472	MAHAGKALA	43.02	47.43	6	1963	1990
RW	64387	KIGALI	-1.97	30.12	1483	1981	1991
SA	40373	QAISUMAH	28.33	46.12	359	1976	2005
SA	40375	TABOUK	28.37	36.58	768	1979	2005
SA	40394	HAIL	27.43	41.68	1002	1985	2005
SA	40400	EL WEJH	26.23	36.43	22	1973	1985
SA	40417	KING FAHD AIRPORT	26.44	49.81	12	1978	2005
SA	40430	MEDINA	24.55	39.72	636	1975	2005
SA	40437	KING KHALID AIRPORT	24.93	46.72	612	1984	2005
SA	40438	RIVADH	24.70	46.73	603	1967	2005
SA	40495	SULAYEL/ASSULAYYIL	20.47	35.67	617	1977	1982
SA	41024	JEDDAH/ABDUL AZIZ AIRPORT	21.70	39.18	17	1982	2005
SA	41112	ABHA	18.23	42.65	2093	2002	2005
SA	41114	KHAMIS MUSHAIT	18.30	42.80	2060	1978	1999
MP	61974	AGALEGA	-10.43	56.75	3	1981	2005
SE	63985	SEYCHELLES AIRPORT	-4.67	55.53	4	1973	2005
SF	68174	PETERSBURG	-23.83	29.42	1237	1973	2005
SF	68263	PRETORIA/IRENE	-25.92	28.22	1523	1966	2005
SF	68406	KORT DORN	-28.57	16.53	27	1966	1987
SF	68424	UPINGTON	-28.42	21.27	839	1973	2005
SF	68438	KIMBERLEY	-28.20	24.77	1204	1973	1994
SF	68442	BLOEMFONTEIN AIRPORT	-29.10	26.30	1353	1966	2005
SF	68461	BETHLEHEM	-28.25	28.33	1687	1982	2005
SF	68512	SPRINGBOK	-29.67	17.90	1007	1988	2005
SF	68538	DE AAR	-30.67	24.00	1287	1993	2005

SF	68588	DUREAN AIRPORT	-29.97	30.95	14	1966	2005
SF	68816	CAPE TOWN AIRPORT	-33.97	18.60	42	1966	2005
SF	68828	GEORGE	-33.97	22.42	218	1980	1984
SF	68842	PORT ELIZABETH	-33.98	25.62	65	1967	2005
SF	68858	EAST LONDON	-33.03	27.83	130	1973	1991
SF	68906	GOUGH IS	-40.35	9.88	54	1966	2005
SF	68994	MARION IS	-46.88	37.87	21	1966	2005
SG	61600	SAINTELOUIS	16.05	-16.45	4	1973	2005
SG	61641	DAKAR/YOFF	14.73	-17.50	27	1963	2005
SG	61687	TAMBOUNDA	13.77	-13.68	49	1973	2005
SG	61695	ZIGUINCHOR	12.55	-16.27	26	1973	1997
SH	61901	ST. HELENA ISLAND	-15.93	-5.67	436	1977	2005
SI	14015	LJUHLJANA/BEZIGRAD	46.07	14.52	298	1997	2005
SN	48698	SINGAPORE/CHANGI	1.37	103.98	3	1955	2005
SP	08001	LA CORUNA	43.37	-8.42	67	1963	2005
SP	08023	SANTANDER	43.47	-3.82	52	1973	2005
SP	08140	VALLADOLID/VILLANOBLA	41.72	-4.85	854	1973	1976
SP	08160	ZARAGOZA AEROPUERTO	41.67	-1.02	257	1958	2004
SP	08221	MADRID/BARAJAS	40.47	-3.58	633	1963	2005
SP	08301	PALMA DE MALLORCA	39.55	2.62	6	1963	2005
SP	08430	MURCIA	38.00	-1.17	62	1984	2005
SR	13275	BELGRADE	44.78	20.53	202	1963	2005
SU	62600	WADI HALFA	21.92	31.35	150	1977	1991
SU	62640	ABU HAMED	19.53	33.32	312	1973	2005
SU	62641	PORT SUDAN	19.58	37.22	3	1966	2005
SU	62650	DONGOLA	19.17	30.48	226	1973	2005
SU	62721	KHARTOUM	15.60	32.55	380	1965	2005
SU	62730	KASSALA	15.47	36.40	500	1973	2005
SU	62760	EL FASHER	13.62	25.33	733	1974	2005
SU	62771	EL OBEID	13.17	30.23	574	1973	2005
SU	62772	KOSTI	13.17	32.67	381	1973	2004
SU	62805	DAMAZINE	11.78	34.38	474	1973	2005
SU	62840	MALAKAL	9.55	-31.65	387	1968	2005
SU	62880	WAU	7.70	28.02	438	1974	1982
SW	02185	LULEA-KALLAX	65.55	22.13	34	1964	2005
SW	02225	OSTERSUND/FROSON	63.18	14.50	366	1963	2005
SW	02365	TIMRA/MIDLANDA	62.53	17.45	6	1965	2005
SW	02527	GOTEBORG/LANDVETTER	57.67	12.50	164	1978	2005
SW	02591	VISBY AEROLOGISKA	57.65	18.35	47	1966	2005
SY	40007	ALEPPO	36.33	37.22	425	1957	1996
SY	40039	RAQQA	35.93	39.02	245	1973	1976
SY	40080	DAMASCUS	33.42	36.52	611	1973	2005
SZ	06610	PAYERNE	46.82	6.95	501	1963	2005
AE	41217	ABU DHABI AIRPORT	24.43	54.65	27	1985	2005
TD	78970	PORT OF SPAIN/PIARCO	10.58	-61.35	12	1969	2005
TE	61976	SERGE FROLOW	-15.88	54.52	13	1973	2005
TH	48327	CHIANG MAI	18.78	98.98	314	1954	2005
TH	48354	UDOM THANI	17.38	102.80	178	1966	2005
TH	48357	NAKHON PHANOM	17.38	104.65	176	1973	2004
TH	48378	PHITSANULOK	16.82	100.27	44	1973	2005
TH	48379	PHETCHABUN	16.42	101.13	114	1973	1974
TH	48307	UBON RATCHATHANI	15.25	104.87	124	1964	2005
TH	48431	NAKHON RAICHASIMA	14.97	102.08	188	1973	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

TH	48455	BANGKOK	13.73	100.57	20	1954	2005
TH	48477	SAITAHIP	12.68	100.98	16	1973	2005
TH	48480	CHANTHABURI	12.60	102.12	5	1973	2005
TH	48500	PRACHUAP KHIRIKHAN	11.80	99.80	5	1973	2005
TH	48551	SURAT THANI	9.12	99.35	10	1973	2005
TH	48565	PHUKET/MAI KHAO	8.10	98.30	3	1973	2005
TH	48568	SONGKHLA	7.20	100.60	4	1954	2005
TH	38836	DUSANBE	38.58	68.78	813	1916	1994
TH	38941	KHUKOG	37.50	71.50	2080	1956	1994
TK	78118	TURKS ISLAND	21.45	-71.15	3	1954	1978
TN	91788	NUKULDEFA	-21.13	-175.18	9	1973	1980
TN	91792	FUAMOTU	-21.23	-175.15	38	1988	1998
TO	65361	SOKODE	8.98	1.13	403	1973	1990
TP	65387	LOME	6.17	1.25	21	1973	2005
TP	61931	SAO TOMÉ	37.23	6.72	10	1973	1979
TS	60714	BIZERTE	9.82	9.82	2	1973	1996
TS	60715	TUNIS-CARTHAGE	36.83	10.23	4	1964	2005
TS	60720	KELIBA	37.07	11.03	4	1976	1996
TS	60725	SOUK EL ARBA/JENDOUBA	36.48	8.80	144	1973	1996
TS	60735	KAIROUAN	35.67	10.10	68	1973	1996
TS	60740	MONASTIR	35.75	10.75	2	1976	2005
TS	60745	GAFSA	34.42	8.82	314	1973	1998
TS	60750	SFAX	34.72	10.68	23	1972	2005
TS	60760	TOZEUR	33.92	8.10	93	1969	2005
TS	60765	GABES	33.88	10.10	2	1975	1981
TS	60769	DJERBA	33.58	10.78	6	1973	2005
TS	60775	REMADA	32.32	10.40	301	1973	2004
TU	17030	SAMSUN	41.28	36.30	4	1953	2005
TU	17062	ISTANBUL/GOZTEPE	40.97	29.08	40	1955	2005
TU	17130	ANKARA	39.95	32.88	902	1952	2005
TU	17220	IZMIR	38.43	27.17	25	1952	2005
TU	17240	ISPARTA	37.75	30.55	997	1970	2005
TU	17280	DIYARBAHIR	37.88	40.20	667	1953	2005
TU	17300	ANTALYA	36.70	30.73	43	1973	1979
TU	17351	ADANA	35.35	35.35	28	1982	2005
TU	01633	FONAFUTI	38.52	170.22	28	1973	2005
TW	46746	CHIAI	23.47	120.38	25	1988	1994
TW	46750	LU-LAO	22.67	120.45	24	1988	1989
TW	46763	HWALIEN	24.02	121.62	14	1973	1997
TW	46780	TASHAUZ	22.68	121.50	280	1998	1999
TX	38392	KRASNVOODSK	41.83	59.97	87	1946	1997
TX	38507	CHARDZHOU	40.03	52.98	90	1958	2003
TX	38687	GAZAN-KULI	39.08	63.60	190	1949	1994
TX	38750	ASHKHABAD	37.47	53.97	-25	1950	1994
TX	38880	TAKHTA BAZAR	37.97	58.33	304	1946	1997
TX	38989	MWANZA	35.90	62.97	349	1951	1996
TZ	63756	KIGOMA	-2.47	32.92	1139	1976	1980
TZ	63801	TABORA	-4.88	29.63	882	1977	1994
TZ	63832	DODOMA	-5.07	32.83	1181	1974	1989
TZ	63862	DAR ES SALAAM	-6.17	35.77	1120	1973	1979
TZ	63894	MBEYA	-6.88	39.20	55	1966	2005
TZ	63932	ENTEBBE A/P	-8.93	33.47	1704	1973	1979
UG	63705	LERWICK	0.08	32.75	1155	1963	2004
UK	03005		60.13	-1.18	84	1963	2005

UK	03023	WEST GEIRINISH	57.35	-7.37	3	1997	2005
UK	03026	STORNOWAY	58.22	-6.32	13	1963	2002
UK	03091	ABERDEEN	57.20	-2.20	65	1989	1999
UK	03170	SHANWELL	56.43	-2.87	5	1963	1992
UK	03213	ESKNEALS	54.32	-3.40	8	1977	1999
UK	03240	BOULMER	55.42	-1.60	23	1992	2002
UK	03257	LEEMING AFB	54.30	-1.53	40	1992	2005
UK	03322	AUGHTON	53.55	-2.92	56	1963	1996
UK	03354	NOTTINGHAM WEATHER CENTRE	53.00	-1.25	117	1998	2005
UK	03406	HEMBS	52.68	1.68	13	1963	2001
UK	03501	CAPE DRAWI	52.42	-4.40	92	1993	2001
UK	03502	ABERFORTH	52.13	-4.57	132	1969	2005
UK	03693	SHOEBURYNNESS	51.55	0.83	3	1966	2005
UK	03743	LARKHILL	51.20	-1.80	132	1968	2005
UK	03774	CHAWLEY	51.08	-0.22	144	1963	1992
UK	03808	CAMBORNE	50.22	-5.32	88	1963	2005
UK	03882	HERSTMONCEUX	50.90	0.32	52	1993	2005
UK	03920	HILLSBOROUGH	54.48	-6.10	38	1963	2002
UP	33317	SHEPETIVKA	50.17	27.05	278	1957	2005
UP	33345	KYIV	50.40	30.45	167	1946	2005
UP	33393	L'VIV	49.82	23.95	323	1947	2005
UP	33631	UZHHOROD	48.63	22.27	124	1953	2005
UP	33658	CHERNIVTSI	48.27	25.97	246	1963	2005
UP	33791	KRYVYI RIH	47.92	33.22	100	1963	2005
UP	33837	ODESA	46.48	30.63	42	1963	2005
UP	33946	SIMFEROPOL	45.02	33.98	280	1950	2005
UP	34300	KHARKOV	49.93	36.28	148	1946	2005
US	70026	BARROW	71.30	-156.78	12	1948	2005
US	70086	BARTER ISLAND	70.13	-143.63	15	1953	1989
US	70133	KOTZEBUE	66.87	-162.63	5	1948	2005
US	70200	NOME	64.50	-165.43	5	1948	2005
US	70219	BETHEL	60.78	-161.80	39	1948	2005
US	70231	MCGRATH	62.97	-155.62	103	1948	2005
US	70261	FAIRBANKS	64.82	-147.87	135	1948	2005
US	70266	FORT GREELY	63.97	-145.70	478	1968	1987
US	70273	ANCHORAGE	61.16	-149.98	50	1948	2005
US	70308	ST PAUL ISLAND	57.15	-170.22	10	1948	2005
US	70316	COLD BAY	55.20	-162.72	30	1955	2005
US	70326	KINGSALMON	58.68	-156.65	15	1953	2005
US	70350	KODIAK	57.75	-152.90	4	1946	2005
US	70361	YAKUTAI	59.52	-139.97	37	1948	2005
US	70398	ANNETTE ISLAND	55.03	-131.57	37	1948	2005
US	70414	SHEPPIA	52.73	174.10	44	1959	2005
US	70454	ADAK	51.88	-176.65	4	1950	1996
US	72201	KEY WEST	24.58	-81.70	6	1954	2005
US	72202	MIAMI	25.75	-80.38	5	1948	2005
US	72206	JACKSONVILLE	30.50	-81.70	9	1955	2005
US	72208	CHARLESTON	32.90	-80.03	15	1948	2005
US	72210	TAMPA	27.70	-82.38	13	1975	2005
US	72214	TALLAHASSEE	30.45	-84.30	53	1973	2005
US	72215	ATLANTA	33.37	-84.57	244	1955	2005
US	72221	VALPARAISO/EGLIN	30.48	-86.52	29	1949	2005
US	72225	FORT BENNING	32.33	-84.83	130	1969	1990
US	72230	BIRMINGHAM	33.17	-86.77	178	1974	2005

US	72572		SALT LAKE CITY	40.77	-111.97	1288	1956	2005
US	72582		ELKO	40.86	-115.74	1592	1948	2005
US	72597		MEDFORD	42.37	-122.87	401	1948	2005
US	72632		WHITE LAKE	42.70	-83.47	329	1956	2005
US	72634		GAYLORD	44.90	-84.72	447	1948	2005
US	72645		GREEN BAY	44.48	-88.13	214	1963	2005
US	72649		MINNEAPOLIS	44.85	-93.57	287	1948	2005
US	72659		ABERDEEN	45.45	-98.41	397	1963	2005
US	72662		KAPID CITY	43.07	-103.21	1027	1950	2005
US	72672		HIVERTON	43.07	-103.40	1703	1948	2005
US	72681		BOISE	43.57	-116.22	871	1963	2005
US	72694		SALEM	44.92	-123.02	61	1936	2005
US	72698		PORTLAND/INT.	45.58	-122.60	8	1972	1973
US	72712		CARIBOU	46.87	-68.02	191	1948	2005
US	72747		INTERNATIONAL FALLS	48.57	-93.38	359	1948	2005
US	72764		BISMARCK	46.77	-100.75	505	1948	2005
US	72768		GLASGOW	48.21	-106.63	694	1955	2005
US	72776		GREAT FALLS	47.46	-111.38	1130	1948	2005
US	72786		SPOKANE	47.68	-117.63	728	1948	2005
US	72793		SEATTLE	47.45	-122.30	130	1971	1982
US	72797		QUILLAYUTE	47.95	-124.55	56	1966	2005
US	74002		ABERDEEN PROVING GROUNDS	39.50	-76.17	5	1992	2005
US	74004		YUMA PROVING GROUNDS	32.51	-114.00	147	1992	2005
US	74207		FORT LEWIS/GRAY	47.08	-122.58	92	1970	1986
US	74389		GRAY	43.90	-70.25	125	1948	2005
US	74455		DAVENPORT	41.62	-90.58	229	1956	2005
US	74486		NEW YORK/KENNEDY	40.78	-73.77	8	1956	1980
US	74494		CHATHAM	41.67	-69.97	16	1970	2005
US	74531		GRANADA	39.75	-104.98	1575	1971	1973
US	74537		U.S. AIR FORCE ACADEMY	38.97	-104.82	1999	1988	2001
US	74560		HILLSBORO	38.62	-97.30	446	1997	2002
US	74606		LINCOLN	40.15	-89.33	178	1988	2005
US	74612		VANDENBERG AFB	34.65	-120.57	120	1963	2002
US	74626		CHINA LAKE AFB	35.68	-117.68	665	1983	1997
US	74646		PHOENIX SALT RIVER PROJECT	33.35	-111.95	384	1999	2002
US	74646		WOODWARD	36.43	-99.53	625	1997	2002
US	74650		LAMONT	36.62	-97.48	317	1997	2002
US	74651		MORRIS	35.68	-95.87	216	1997	2002
US	74724		PURCELL	34.97	-97.70	343	1997	2002
US	74724		GILA BEND	32.93	-112.70	264	1973	2002
US	74794		CAPE CANAVERAL	28.47	-80.55	3	1956	2005
MQ	91066		MIDWAY ISLAND	28.22	-177.37	13	1947	1991
US	91165		LIHUE	21.98	-159.35	36	1950	2005
US	91176		KANEOHE/MCAS	21.45	-157.77	3	1981	2005
US	91190		PUUNENE	20.90	-156.43	20	1973	1996
US	91285		HILO/LYMAN	19.72	-155.07	10	1950	2005
UV	65503		OUGADOUGOU	12.35	-1.52	316	1973	2005
UV	65510		BOBO-DIOULASSO	11.17	-4.30	460	1973	2005
UZ	38413		TAMDY	41.73	64.62	220	1958	1991
UZ	38457		TASHKENT	41.27	69.27	491	1963	2004
UZ	38927		TERMEZ	37.28	67.32	302	1963	1996
VE	80407		MARACAIBO	10.57	-71.73	66	1974	1985
VE	80410		BARQUISIMETO	10.05	-69.37	614	1974	1984
VE	80413		MARACAY	10.25	-67.65	437	1966	2005

A. INTEGRATED GLOBAL RADIOSONDE ARCHIVE (IGRA)

VE	80415	CARACAS/MAIQUETIA	10.60	-66.98	48	1973	1985
VE	80437	SAN ANTONIO DE TACHIRA	7.85	-72.45	405	1966	1994
VE	80462	SANTA ELENA	4.68	-61.18	896	1976	1997
VN	48820	HANOI	21.02	105.80	7	1964	2005
VN	48855	DA NANG	16.03	108.20	7	1962	2005
VN	48870	QUINHON	13.77	109.22	5	1973	1978
VN	48887	PHAN THIEP	10.93	108.10	5	1998	2005
VN	48900	HO CHI MINH	10.82	106.67	10	1954	2005
VN	48914	CAMAU	9.18	105.15	2	1976	2005
WA	68014	GROUFTONTEIN	-19.60	18.12	1411	1969	1989
WA	68110	WINDHOEK	-22.57	17.10	1700	1966	2001
WA	68112	STRIDDOM AIRPORT	-22.48	17.47	1715	1969	1985
WA	68312	KEETMENSHOOP	-26.53	18.12	1073	1973	1985
WQ	91245	WAKE ISLAND A	19.28	166.65	5	1948	1997
YM	41404	SANAA	15.52	44.18	2206	1983	1998
YM	41480	ADEN/KHORMAKSAR	12.83	45.03	4	1951	1994
ZA	67441	MWINILUNGA	-11.75	24.43	1362	1980	1982
ZA	67475	KASAMA	-10.22	31.13	1384	1971	1993
ZA	67633	MONGU	-15.25	23.15	1052	1969	1993
ZA	67666	LUSAKA AIRPORT	-15.42	28.47	1280	1969	2000
ZI	67761	KARIBA	-16.52	28.77	510	1989	2005
ZI	67774	HARARE	-17.83	31.02	1472	1969	2005
ZI	67775	HARARE AIRPORT	-17.93	31.10	1479	1973	1979
ZI	67781	MTOKO	-17.42	32.22	1259	1981	2005
ZI	67843	VICTORIA FALLS	-18.10	25.85	1062	1980	2004
ZI	67853	DETT	-18.63	26.85	1094	1989	1998
ZI	67861	GOKWE	-18.22	28.93	1282	1989	2001
ZI	67867	GWELO	-19.45	29.85	1429	1981	2004
ZI	67869	KADOMA	-18.32	29.88	1157	1990	2001
ZI	67881	RUSAPE	-18.53	32.13	1430	1989	2005
ZI	67964	BULAWAYO	-20.15	28.62	344	1969	2004
ZI	67975	FORT VICTORIA	-20.07	30.87	1097	1975	2005
ZI	67977	BUFAALO RANGE	-21.02	31.58	429	1974	2005
ZI	67991	BEITBRIDGE	-22.22	30.00	456	1981	2005

Apéndice B

Subconjunto de estaciones de radiosondeo de Wallis

B. SUBCONJUNTO DE ESTACIONES DE RADIOSONDEO DE WALLIS

Código OMM	Latitud	Longitud	Elevación (m.)
01001	70,93	-8,67	9
02591	57,65	18,35	47
02836	67,37	26,65	178
03005	60,13	-1,18	84
03953	51,93	-10,25	30
04018	63,97	-22,6	54
04202	76,53	-68,75	77
04220	68,7	-52,85	41
04270	61,18	-45,42	4
04339	70,48	-21,95	69
04360	65,6	-37,63	52
08001	43,37	-8,42	67
08495	36,15	-5,35	4
08508	38,73	-27,07	112
08522	32,63	-16,9	56
10868	48,25	11,55	489
16245	41,65	12,43	32
17130	39,95	32,88	902
20069	79,5	76,98	12
20107	78,07	14,22	49
20674	73,5	80,42	47
21432	76	137,9	22
21504	74,67	112,93	60
21965	70,63	162,4	38
22271	67,87	44,17	10
23418	65,12	57,1	56
23472	65,78	87,95	37
24125	68,5	112,43	203
24266	67,55	133,38	137
24944	60,4	120,42	135
25563	64,73	177,5	5
25913	59,58	150,78	118
27037	59,28	39,87	122
28698	54,93	73,4	91
30230	57,77	108,12	257
31168	56,45	138,15	7
32186	46,2	150,5	73
32540	53,02	158,72	78
33345	50,4	30,45	167
34880	46,35	47,97	-22
35121	51,75	55,1	119
35796	46,9	75	416
36096	51,67	94,38	629
38880	37,97	58,33	304
40179	32	34,82	35
40417	26,44	49,81	12
41024	21,7	39,18	17

43003	19,12	72,85	14
43371	8,48	76,95	64
45004	22,32	114,17	66
47401	45,42	141,68	11
47590	38,27	140,9	43
47827	31,63	130,6	31
47971	27,08	142,18	8
47991	24,3	153,97	9
48455	13,73	100,57	20
48568	7,2	100,6	4
48698	1,37	103,98	3
50527	49,22	119,75	614
51709	39,47	75,98	1291
52681	38,72	103,1	1367
53068	43,65	112	966
55299	31,48	92,05	4508
56778	25,02	102,68	1892
57494	30,63	114,07	38
60020	28,45	-16,25	36
60680	22,78	5,52	1378
61052	13,48	2,17	227
61641	14,73	-17,5	27
61901	-15,93	-5,67	436
61902	-7,97	-14,4	79
61967	-7,3	72,4	3
61996	-37,8	77,53	29
61998	-49,35	70,25	30
62010	32,67	13,15	82
63450	9,03	38,75	2354
63741	-1,3	36,75	1798
63985	-4,67	55,53	4
65578	5,25	-3,93	8
67083	-18,8	47,48	1276
67197	-25,03	46,95	9
67237	-15,1	39,28	441
68110	-22,57	17,1	1700
68424	-28,42	21,27	839
68588	-29,97	30,95	14
68816	-33,97	18,6	42
68906	-40,35	-9,88	54
68994	-46,88	37,87	21
70026	71,3	-156,78	12
70273	61,16	-149,98	50
70308	57,15	-170,22	10
70398	55,03	-131,57	37
70454	51,88	-176,65	4
71072	76,23	-119,32	58
71082	82,5	-62,33	66

B. SUBCONJUNTO DE ESTACIONES DE RADIOSONDEO DE WALLIS

71600	43,93	-60,02	4
71801	47,67	-52,75	140
71816	53,3	-60,37	36
71836	51,27	-80,65	10
71848	53,83	-89,87	222
71909	63,75	-68,55	21
71925	69,1	-105,12	25
71926	64,3	-96	49
71934	60,02	-111,93	204
71957	68,32	-133,53	103
72201	24,58	-81,7	6
72250	25,92	-97,42	7
72293	32,85	-117,12	132
72451	37,77	-99,97	791
72493	37,75	-122,22	6
74455	41,62	-90,58	229
72694	44,92	-123,02	61
72776	47,46	-111,38	1130
76151	29,17	-118,32	23
76458	23,2	-106,42	4
76644	20,98	-89,65	11
78016	32,37	-64,68	40
78397	17,93	-76,78	14
78526	18,43	-66	19
78806	8,97	-79,55	13
78954	13,07	-59,5	47
80222	4,7	-74,15	2546
81405	4,83	-52,37	9
82193	-1,38	-48,48	16
82332	-3,15	-59,98	84
82397	-3,72	-38,55	19
83378	-15,87	-47,93	1061
83746	-22,82	-43,25	6
83840	-25,52	-49,17	908
84628	-12,02	-77,03	11
85442	-23,42	-70,47	137
85469	-27,13	-109,47	47
85543	-32,78	-71,52	5
85799	-41,43	-73,1	90
85934	-53	-70,85	43
87155	-27,45	-59,05	52
87576	-34,82	-58,53	20
87715	-38,95	-68,13	271
87860	-45,78	-67,45	46
88889	-51,82	-58,45	73
89001	-70,32	-2,37	52
89009	-90	0	2835
89022	-75,52	-26,6	31

89050	-62,2	-58,93	16
89512	-70,77	11,83	140
89542	-67,67	45,85	40
89564	-67,6	62,88	15
89611	-66,25	110,53	41
89642	-66,67	140,02	43
89664	-77,85	166,67	24
91066	28,22	-177,37	13
91165	21,98	-159,35	36
91212	13,48	144,8	78
91245	19,28	166,65	5
91285	19,72	-155,07	10
91334	7,47	151,85	3
91376	7,08	171,38	3
91408	7,33	134,48	30
91517	-9,42	160,05	56
91557	-17,7	168,3	21
91592	-22,27	166,45	72
91610	1,35	172,92	2
91643	-8,52	179,22	1
91680	-17,75	177,45	25
91765	-14,33	-170,72	3
91925	-9,8	-139,03	52
91938	-17,55	-149,62	2
91944	-18,07	-140,95	3
91958	-27,62	-144,33	2
93308	-39,02	174,18	36
93844	-46,42	168,32	4
93944	-52,55	169,15	15
93986	-43,95	-176,57	49
93997	-29,25	-177,92	49
94120	-12,43	130,87	29
94294	-19,25	146,77	9
94312	-20,37	118,63	9
94461	-25,03	128,28	599
94510	-26,42	146,28	305
94610	-31,93	115,97	20
94672	-34,95	138,53	4
94776	-32,82	151,83	9
94975	-42,83	147,5	27
94995	-31,53	159,07	7
94998	-54,5	158,95	8
96471	5,95	116,05	3
96996	-12,18	96,83	4
98327	15,17	120,57	146

B. SUBCONJUNTO DE ESTACIONES DE RADIOSONDEO DE WALLIS

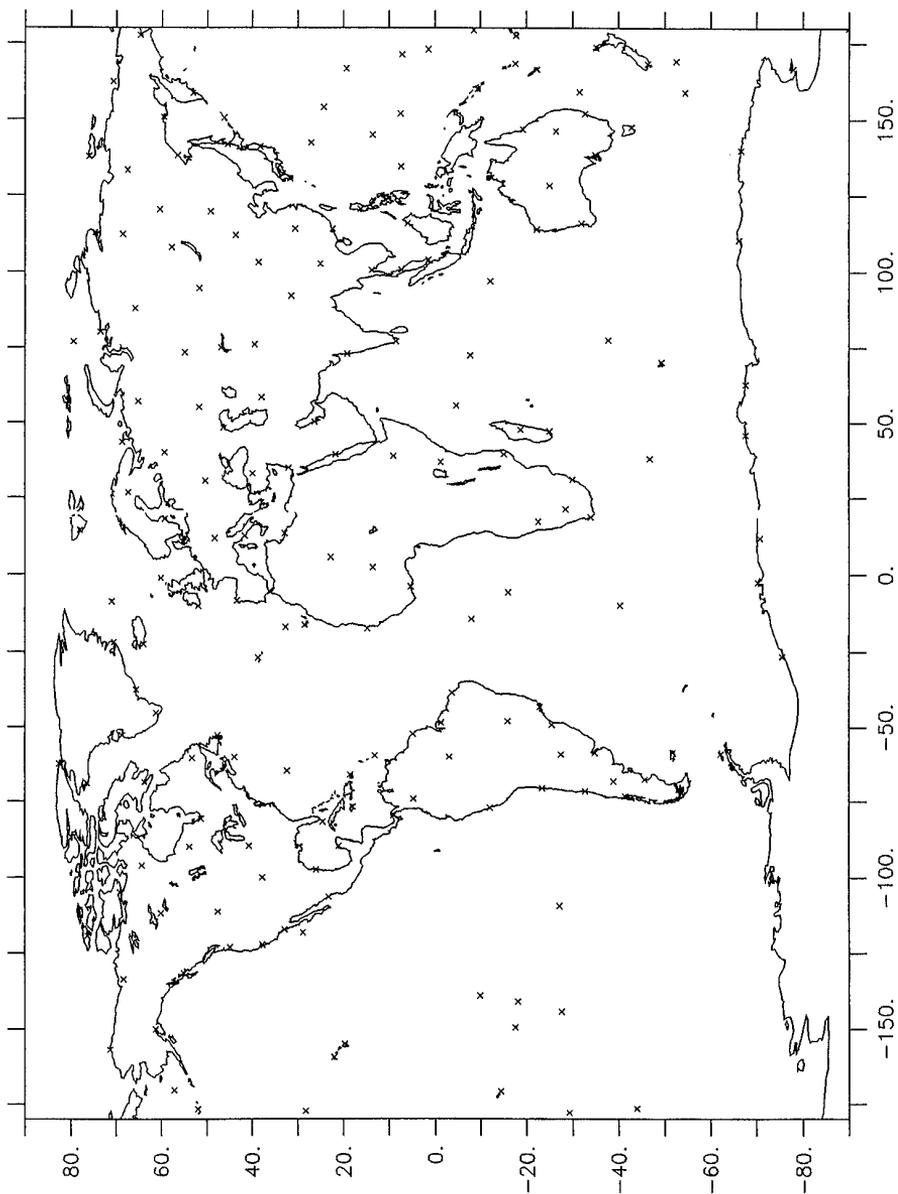


Figura B.1: *Subconjunto de estaciones de Wallis (Wallis, 1998).*

Apéndice C

Estaciones CARDS sustituidas por estaciones IGRA

C. ESTACIONES CARDS SUSTITUIDAS POR ESTACIONES IGRA

Estación CARDS no incluida en IGRA		Estación más cercana incluida en IGRA	
Código OMM	Estación	Código OMM	Estación
024650	Stockholm	02591	Visby Aerologiska
404160	Dhahran	40417	King Fahd Airport
725320	Peoria	74560	Lincoln
727750	Great Falls	72776	Great Falls
912170	Guam	91212	Agana
930120	Kaitaia	93072	Mount Tamahunga

El subconjunto resultante es S188 (ver capítulo 3).

Estaciones sustituidas a posteriori para alargar las series: la estación con código 74455 sustituye a la estación con código 74560.

País: US.

Código OMM: 74455.

Estación: DAVENPORT.

Latitud: 41,62.

Longitud: -90,58.

Elevación: 229.

Período: 1956-2005

Posteriormente la estación 93072 fue eliminada porque su serie era demasiado corta, contando con datos tan solo para el período 1994-2005. El subconjunto resultante es el denominado S187 (ver capítulo 3).

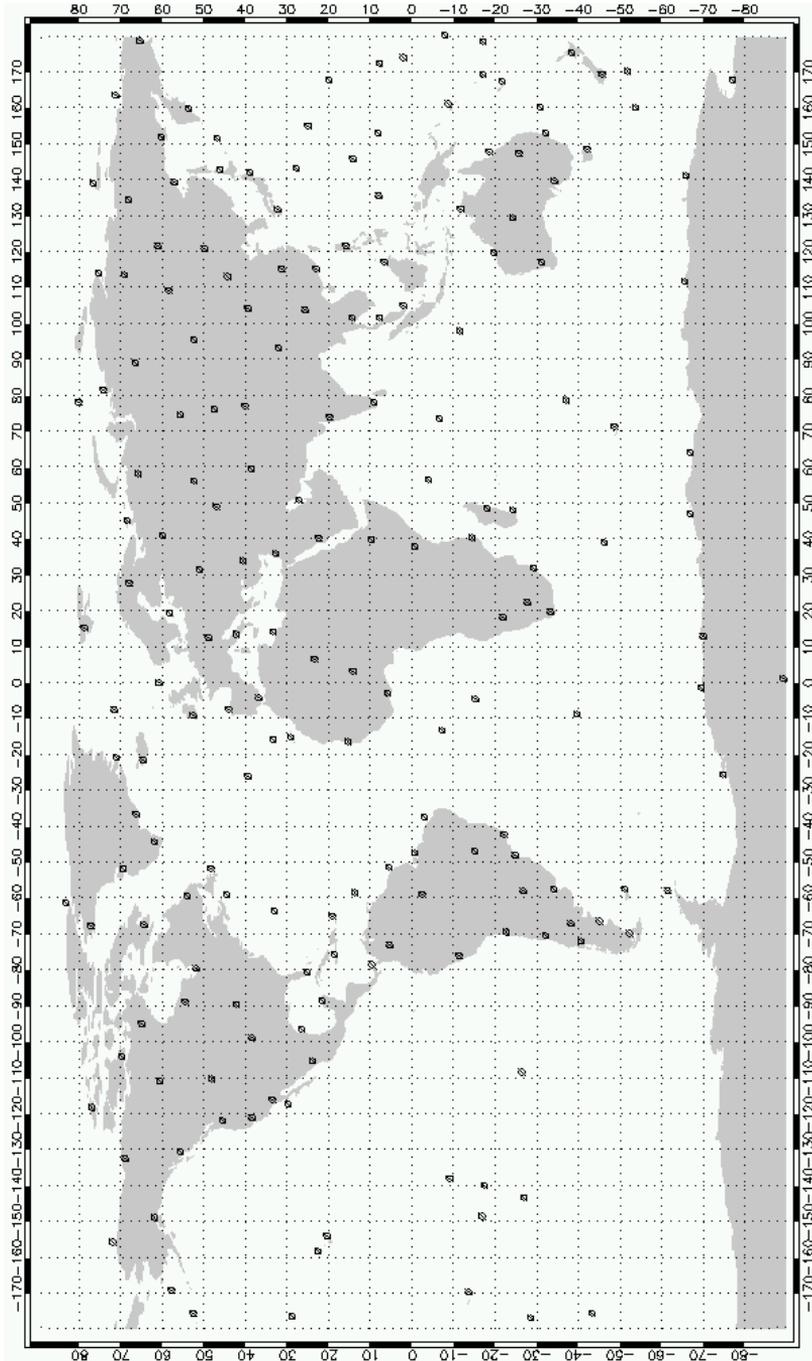


Figura C.1: Subconjunto de estaciones basado en Wallis (1998) usando la base de datos IGRA (S188).

**C. ESTACIONES CARDS SUSTITUIDAS POR
ESTACIONES IGRA**

Apéndice D

Procedimientos de homogeneización de datos de radiosondeo

D. PROCEDIMIENTOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS DE RADIOSONDEO

D.1. Bushiand Range Test

Este procedimiento se basa en la expresión

$$S_k^* = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y})$$

donde $k = 1, \dots, n$. Cuando una serie es homogénea los valores de S_k^* fluctúan en torno a cero, ya que no existen desviaciones sistemáticas de los valores Y_i respecto al valor medio. Si en un año K se produce una inhomogeneidad, entonces S_k^* muestra un máximo (desviación negativa) o un mínimo (desviación positiva) próximo al año $k = K$. La importancia de esta desviación puede evaluarse teniendo en cuenta que:

$$R = \frac{\max_{0 \leq k \leq n} S_k^* - \min_{0 \leq k \leq n} S_k^*}{s}$$

donde « s » es la desviación estándar de S_k^* . Los valores críticos del test se pueden consultar en Busishand (1982). Wijngaard et al. (2003) exponen una aplicación del método.

D.2. Método Caussinus-Mestre

El método Caussinus-Mestre se basa en la premisa de que entre dos puntos de cambio la serie es homogénea y por lo tanto estas secciones homogéneas puede ser usadas como series de referencia. Cada serie individual es comparada a otras dentro de la misma área climática mediante la creación de series de diferencias (presión, temperatura) o proporción (precipitación). Estas series de diferencias o proporciones se evalúan a fin de detectar discontinuidades. Cuando un punto de cambio es detectado en todas las comparaciones de una estación candidata frente a sus estaciones vecinas, el punto de cambio es atribuido a la serie temporal de la estación candidata.

Existe una variante más reciente de esta técnica desarrollada por los mismos autores y que consiste en la comparación de varias series perturbadas, en lugar de comparar la serie con una referencia artificial. Este

método puede ser consultado en mayor profundidad en Mestre y Caussinus (2001).

D.3. Prueba de Craddock

Desarrollada por Craddock (1979). Esta prueba requiere una serie homogénea de referencia, aunque en algunas ocasiones un subperíodo homogéneo lo suficientemente largo puede ser válido. La prueba de Craddock consiste en la acumulación de diferencias normalizadas entre la serie a evaluar y la serie homogénea de referencia según la expresión:

$$s_i = s_{i-1} + a_i \cdot \frac{b_m}{a_m} - b_i$$

donde « a » es la serie homogénea de referencia, « b » es la serie temporal a evaluar y « a_m » y « b_m » son las medias de las series temporales sobre el período completo. Las referencias básicas de este método son Craddock (1979) y Auer (1992).

D.4. Métodos basados en la experiencia

La evaluación por parte de un climatólogo experimentado es una herramienta importante en muchas metodologías de ajuste, ya que puede modificar sustancialmente la importancia dada a diferentes fenómenos basados en gran variedad de factores con una programación demasiado laboriosa. La valoración de un experto puede ser particularmente útil en una inspección inicial de los datos de la estación y en los casos en los cuales la fiabilidad de ciertos datos, por ejemplo los metadata, es cuestionable. Referencias importantes de este método son Jones et al. (1986) y Rhoades y Salinger (1993).

D.5. Comparación instrumental

Basada en comparaciones de medidas simultáneas que son útiles a fin de derivar el impacto de la sustitución de instrumentos sobre la homogeneidad de los datos. Esta técnica se utiliza por ejemplo para valorar diferencias entre pluviómetros protegidos y desprotegidos. Otras aproximaciones se basan en comparaciones estadísticas de conjuntos de estaciones que utilizan simultáneamente diferente tipo de instrumentación. En

D. PROCEDIMIENTOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS DE RADIOSONDEO

todos los casos el fin es derivar factores de corrección para conocer el impacto de la sustitución de un instrumento sobre las series de datos.

D.6. Análisis múltiple de series para homogeización (MASH)

Este análisis se basa en la suposición de que los posibles puntos de cambio y desviaciones se pueden detectar y ajustar mediante comparación entre series correspondientes a la misma área climática sin asumir que las series de referencia son homogéneas. La serie a ajustar es elegida entre las series temporales disponibles y las restantes son consideradas series de referencia. El papel de las series cambia paso a paso a lo largo de la aplicación del procedimiento en función de los elementos climáticos y los modelos aditivos o multiplicativos aplicados.

Se ha desarrollado una evolución de este método de detección de múltiples puntos de cambio, que tiene en cuenta la significatividad y la eficiencia. Esta prueba no sólo da los puntos de cambio estimados y el valor de su desplazamiento, sino que además proporciona los valores correspondientes de intervalos de confianza. Una parte del método es adecuada para homogeneizar de forma conjunta las series mensuales, estacionales y anuales. Esta versión hace posible además el uso automatizado de metadatos (particularmente las fechas probables de puntos de cambio). La principal referencia para este método es Szentimrey (2000).

D.7. Regresión lineal múltiple

Esta técnica se basa en la aplicación de cuatro modelos de regresión a fin de determinar si la serie evaluada es homogénea, si tiene una tendencia, una simple variación, o una tendencia antes o después de una variación. La variable dependiente en este caso es la serie de la estación evaluada y las variables independientes son las de las estaciones vecinas. Para identificar la posición de una variación se aplica el tercer modelo de manera sucesiva para diferentes posiciones temporales. El procedimiento consiste en la aplicación sucesiva de los cuatro modelos y está documentado en profundidad en Gullet et al. (1991) y Vincent (1998).

D.8. Prueba de Pettit

Esta prueba es una prueba no paramétrica de rangos. Los rangos r_1, \dots, r_n de una serie temporal Y_1, \dots, Y_n son utilizados para calcular los valores estadísticos dados por:

$$x_k = \sum_{i=l}^k r_i - k(n+1)$$

donde $k = l, \dots, n$. Si se produce una variación en el año E, entonces el valor estadístico será máximo o mínimo en las proximidades del año E, por lo tanto

$$x_E = \max_{l \leq k \leq n} |x_k| .$$

Las tablas de valores correspondientes se encuentran en Pettit (1979).

D.9. Método de Potter

El método de Potter es un análisis de índice de probabilidad entre la hipótesis nula, en la cual la serie entera tiene la misma distribución normal bivariada y la hipótesis alternativa, en que la población tiene una distribución distinta antes del año evaluado que después del mismo. Una parte de la estadística de prueba depende de todos los puntos en la serie temporal, mientras otra parte depende simplemente de los puntos que preceden al año en cuestión. El valor más elevado de la estadística de prueba se dará en el año que precede un cambio en la media de la serie temporal evaluada. En Potter (1981) y Plummer et al. (1995) se pueden ver en detalle aplicaciones de esta técnica.

D.10. Rank-Order Change Point Test

La utilización de un análisis basado en los rangos de valores a partir de una serie temporal tiene la ventaja de la eliminación en gran medida de la influencia de posibles valores atípicos. Lanzante (1996) describe una prueba de este estilo relacionada con la prueba de Wilcoxon-Mann-Whitney. El valor estadístico se calcula en cada punto basándose en la suma de los rangos de los valores desde el comienzo hasta el punto en cuestión (Siegel y Castellan, 1988). El valor máximo es considerado como una posible discontinuidad.

D. PROCEDIMIENTOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS DE RADIOSONDEO

D.11. Prueba de homogeneización normal estándar (Standard Normal Homogeneity Test)

Éste es un método de análisis de índice de probabilidad entre una serie de la estación candidata y una serie de referencia. En primer lugar se resta la media a la serie candidata, dividiéndola a continuación por la desviación estándar. En su forma simple la estadística SNHT es el máximo de

$$T_v = v(\overline{s_1})^2 + (n - v)(\overline{s_2})^2$$

$\overline{s_1}$: media de las series desde el punto 1 a v .

$\overline{s_2}$: media de las series desde el punto $v+1$ hasta el fin, n .

Existen variaciones en este método que permiten tener en cuenta más de una discontinuidad, evaluando así mismo posibles tendencias inhomogéneas más que simples cambios, e inclusión de cambio de invarianza.

D.12. Método «Stop-Trend»

Prueba no paramétrica. Los datos son ordenados por fecha y a continuación se les asignan rangos consecutivos. Seguidamente, la serie temporal se divide en $k = n^{0,5}$, donde « n » es el número de observaciones, con tamaño $l = \frac{max-min}{k}$, donde max y min son los valores máximo y mínimo del conjunto de datos.

Dentro de cada intervalo, si la diferencia entre rangos consecutivos supera un valor crítico basado en el criterio de coordinación de Kolmogorov, la observación correspondiente al primer rango es etiquetada con una «A» y la segunda con una «B». Una vez que todos los intervalos han sido evaluados, si dos observaciones adyacentes en la serie temporal son etiquetadas con una «A» y una «B», entonces la observación «A» determina un punto de cambio.

La principal referencia de este método es Kobysheva y Naumova (1979).

D.13. Regresión de dos fases

Solow (1987) describe una técnica de detección de una variación en la tendencia de una serie temporal mediante la identificación de un punto

de cambio con una regresión de dos fases, donde las líneas de regresión antes y después del año evaluado son obligadas a unirse en este punto. Debido al hecho de que los cambios en la instrumentación pueden dar lugar a cambios en la serie, Easterling y Peterson (1995a,b) desarrollaron una variante de este método en la cual las líneas de regresión no fueron obligadas a unirse y donde una regresión lineal es ajustada antes del año evaluado de la serie candidata y otra para después del año evaluado.

D.14. Método de primera diferencia*

El «método de primera diferencia» es una aproximación desarrollada por Peterson et al. (1998) para maximizar el uso de registros de estaciones disponibles. Conlleva el cálculo de diferencias basadas en meses de calendario para la temperatura y años sucesivos de datos en la estación:

$$FD(yr) = T(m(yr)) - T(m(yr - 1))$$

FD: primera diferencia.

T: temperatura.

yr: año.

m: mes del año.

Por ejemplo, para crear una serie de primera diferencia para la temperatura media de febrero de 1881 en una estación tomamos la temperatura correspondiente a febrero de 1880 en esta estación y la restamos de la de 1881. El cálculo para los años siguientes se hace de la misma forma.

D.15. Homogeneización basada en datos de reanálisis*

RAOBCORE (RAdiosonde OBServation COrrrection using REanalysis) es un método de homogeneización de datos de radiosondeo basado en reanálisis y desarrollado recientemente (Haimberger, 2005, 2006). Esta técnica sustituye la utilización de datos de estaciones vecinas por series temporales de «estadísticas de innovación» (se denomina así a la diferencia entre las observaciones y la predicción base del modelo) de un sistema de asimilación de datos climáticos como el reanálisis ERA-40 (Uppala et al., 2005). El método utiliza además datos de radiosondeo de dos fuentes, IGRA y ERA-40. La homogeneización se lleva a cabo sobre series de lanzamientos individuales, no sobre series de medias mensuales o estacionales.

D. PROCEDIMIENTOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS DE RADIOSONDEO

D.16. Análisis espectral singular iterativo

Kondrashov y Ghil (2006) expone una técnica para la última parte de la homogeneización de series de datos geofísicos, la correspondiente al completado de las series. Es usual que tras los procedimientos que detectan inhomogeneidades en las series y la posterior eliminación de las mismas, tengamos una serie incompleta y en cierto modo troceada. Ésta técnica se basa en un análisis espectral singular iterativo y su precisión y fiabilidad depende del patrón que sigan los datos perdidos, la longitud relativa de los huecos frente a la longitud total de la serie y la fracción de varianza capturada usando modos oscilatorios.

D.17. Método IUK

IUK son las siglas de Iterative Universal Kriging. Este método fue propuesto por Sherwood (2000) para la valoración de señales climáticas y tiene su origen en el método de kriging universal (Cressie, 1993). Recientemente Sherwood (2007) ha desarrollado una versión probada con datos de radiosondeo. La base matemática del método reside en la representación de los datos como un modelo paramétrico (μ) más un proceso aleatorio (ϵ):

$$Z = \mu + \epsilon$$

donde μ y ϵ son función del espacio y del tiempo.

Los métodos expuestos hasta este momento evitan cuestiones clave en un procedimiento de homogeneización. En primer lugar suelen asumir que las observaciones son independientes, es decir, que no poseen ningún tipo de correlación, mientras que en realidad los registros climáticos presentan variabilidad a todas las escalas temporales. Esto aumenta la probabilidad de detectar variabilidad natural como si fuera un error en la serie. En segundo lugar el fin no es la detección de errores en sí misma, sino la obtención de una señal climática coherente, sin que ningún estudio haya precisado hasta la fecha en qué medida esto se produce o es correcto. Por último, a pesar de que la utilidad de usar series de datos pertenecientes a puntos espacialmente cercanos ha sido ampliamente reconocida Karl y Williams Jr. (1987), todos los estudios realizados se han ceñido al caso de series temporales aisladas.

Además, los métodos anteriores a éste adolecen de otros problemas. El primero es que la información de referencia utilizada para determinar las verdaderas fluctuaciones en las series de datos podría en sí misma no estar libre de errores. Otra consideración es que determinan en primer lugar los posibles puntos de cambio, realizan los ajustes pertinentes y a continuación calculan tendencias o otro tipo de señales a partir de los datos ajustados. Este procedimiento tan lineal no es el óptimo a la hora de trabajar con series influenciadas por múltiples efectos.

Otro de los grandes beneficios del método IUK es la obtención de tendencias fiables. Uno de los grandes problemas de los métodos expuestos hasta este momento es que si bien permiten obtener series de datos homogeneizadas, por la misma naturaleza del resultado de la homogeneización difícilmente permiten la valoración de una señal climática en la serie mediante un único valor de tendencia.

D. PROCEDIMIENTOS DE HOMOGENEIZACIÓN DE DATOS DE RADIOSONDEO

Bibliografía

- 1914: Recent papers bearing on Meteorology. *Monthly Weather Review*, **42**, 123–124. 1.1
- 1918: *Meteorological Glossary*. Núm. 4, British Meteorological Office. 1.1
- Añel, J., L. Gimeno, L. de la Torre, y R. Nieto, 2006: Changes in tropopause height for the Eurasian region from CARDS radiosonde data. *Naturwissenschaften*. 3.4
- Añel, J. A., J. C. Antuña, L. de la Torre, J. M. Castanheira, y L. Gimeno, 2007a: Climatological features of global multiple tropopause events. *remitido a Journal of Geophysical Research*. 1.5
- Añel, J. A., J. C. Antuña, L. Gimeno, R. Nieto, y L. de la Torre, 2007b: Global statistics of multiple tropopauses from IGRA sounding reports. *Geophysical Research Letters*, **34**, L06709, doi:10.1029/2006GL029224. 1.5, 5.2, 6.1.1, 6.1.1
- Abbe, C., 1902: The variations of temperature of the free air at great altitudes. *Monthly Weather Review*, **30**, 316–317. 1.1
- Aguilar, E., I. Auer, M. Brunet, T. Peterson, y J. Wieringa, 2003: *Guidelines on climate metadata and homogenization*. WMO, Geneva, Switzerland, p. llansó ed. 7.2, 7.3, 7.4, 7.5
- Ambaum, M., 1997: Isentropic Formation of the Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 555–568. 1.4
- Ambaum, M. y B. Hoskins, 2002: The NAO Troposphere-Stratosphere Connection. *Journal of Climate*, **15**, 1969–1978. 6.2.3, 7.7
- Angell, J. y J. Korshover, 1964: Quasi-Biennial Variations in Temperature, Total Ozone, and Tropopause Height. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **21**, 479–492. 6.2.1

BIBLIOGRAFÍA

- Angell, J. K., 1988: Variations and Trends in Tropospheric and Stratospheric Global Temperatures, 1958-87. *Journal of Climate*, **1**, 1296–1313. 3.5.4
- Angell, J. K. y J. Korshover, 1975: Estimate of the Global Change in Tropospheric Temperature Between 1958 and 1973. *Monthly Weather Review*, **103**, 1007–1012. 3.5.1
- 1983: Comparison of Stratospheric Warmings Following Agung and Chichon. *Monthly Weather Review*, **111**, 2129–2135. 7.3
- Antuña, J. y R. Aroche, 1992: Behaviour of the tropopause at the Camagüey Meteorological Site. Part I: Aerological variables. 4.2.1
- Antuña, J., D. Marin, y R. Aroche, 1991: Statistical model of some atmospheric parameters at Camagüey Meteorological Site. 4.2.1
- Antuña, J. C., J. A. Añel, y L. Gimeno, 2006: Impact of missing sounding reports on mandatory levels and tropopause statistics: A case study. *Annales Geophysicae*, **24**, 2445–2449. 4.3, 5.5
- Assman, R., 1902: Über die Existenz eines wärmeren Luftstromes in der Höhe von 10 bis 15 km. *Sitzungsbericht der Königlich-Preußischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Sitzung der physikalisch-mathematischen Klasse vom 1*, **24**, 495–504. 1.1
- Atticks, M. y G. Robinson, 1982: Some features of the structure of the tropical tropopause. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 295–308. 1.5
- Auer, I., 1992: Experiences with the Completion and Homogenization of Long-term Precipitation Series in Austria. Technical report, Centr. Europ. research initiative, Proj. Gr. Meteorology, Wp. 1, Vienna. D
- Baldwin, M. P. y T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584. 7.7, 7.7
- Baldwin, M. P., L. J. Gray, T. J. Dunkerton, K. Hamilton, P. H. Haynes, W. J. Randel, J. R. Holton, M. J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D. B. A. Jones, J. S. Kinnarsley, C. Marquardt, K. Sato, y M. Takahashi, 2001: The Quasi-Biennial Oscillation. *Review of Geophysics*, **39**, 179–229. 6.2.1
- Barry, R. y A. Carleton, 2001: *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge. 1.2.2, 1.4

- Bengtsson, L., S. Hagemann, y K. Hodges, 2004a: Can climate trends be calculated from reanalysis data. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2004JD004536. 3.2
- Bengtsson, L., K. Hodges, y S. Hagemann, 2004b: Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. *Tellus*, **56A**, 456–471. 3.2
- Bethan, S., G. Vaughan, y S. J. Reid, 1996: A comparison of ozone and thermal tropopause heights and the impact of tropopause definition on quantifying the ozone content of the troposphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 929–944. 1.2.3
- Birner, T., 2006: Fine-scale structure of the extratropical tropopause region. *Journal of Geophysical Research*, **111**, doi:10.1029/2005JD006301. 1.2.1, 1.5, 6.2.4
- Bjerknes, V., 1920: Sur la température des hautes atmosphériques. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances. Académie des Sciences (Paris)*, **115**, 747–750. 1.1
- Bordi, I., A. Dell’Aquila, A. Speranza, y A. Sutera, 2004: On the mid-latitude tropopause height and the orographic-baroclinic adjustment theory. *Tellus*, **56A**, 278–286. 1.4
- Brasseur, G. P. y S. Solomon, 2005: *Aeronomy of the Middle Atmosphere*. Springer. 6.1.3
- Brönnimann, S., 2003: A Historical Upper Air-Data Set for the 1939–44 Period. *International Journal of Climatology*, **23**, 769–791. 3.3.5
- Buchart, N. y A. A. Scaife, 2001: Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature*, **410**, 799–801. 6.2.4
- Busishand, T. A., 1982: Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, **58**, 11–27. D
- Chakrabarty, D., N. Shah, K. Pandya, y S. Peshin, 2000: Long-term Trend of Tropopause over New Delhi and Thiruvananthapuram. *Geophysical Research Letters*, **27**, 2181–2184. 1.5

BIBLIOGRAFÍA

- Charney, J. G. y P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 83–109. 1.4
- Collimore, C. C., D. W. Martin, M. H. Hitchman, A. Huesmann, y D. E. Waliser, 2003: On the Relationship between the QBO and the Tropical Deep Convection. *Journal of Climate*, **16**, 2552–2568. 6.2.1
- Craddock, J. M., 1979: Methods for comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather*, **34**, 332–346. D
- Cressie, N. A. C., 1993: *Statistics for Spatial Data revised ed.*. John Wiley. D
- Danielsen, E. F., R. S. Hipskind, S. E. Gaines, G. W. Sachse, G. L. Gregory, y G. F. Hill, 1987: Three-dimensional analysis of potential vorticity associated with tropopause folds and observed variations of ozone and carbon monoxide. *Journal of the Geophysical Research*, **92**, 2103–2111. 1.2.2
- de F. Forster, P. y K. Tourpali, 2001: Effect of tropopause height changes on the calculation of ozone trends and their radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 12241–12251. 1.3
- de la Torre, L., L. Gimeno, J. A. Añel, y R. Nieto, 2006: Study of troposphere-stratosphere coupling through the Northern Annular Mode. *Journal of the Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*, **68**, 989–998, doi:10.1016/j.jastp2005.12.003. 7.7
- Defant, F., 1958: Die allgemeine atmosphärische Zirkulation in neuerer Betrachtungsweise. *Geophysika*, **6**, 189–217. 5.1, 5.2
- Defant, F. y H. Taba, 1957: The threefold structure of the atmosphere and characteristics of the tropopause. *Tellus*, **9**, 259–274. 1.4
- Dell'Aquila, A., P. M. Ruti, y A. Sutera, 2007: Effects of the baroclinic adjustment on the tropopause in the NCEP-NCAR reanalysis. *Climate Dynamics*, **28**, 325–332, doi:10.1007/s00382-006-0199-4. 1.4
- Dines, W. H., 1919: *The Characteristics of the Free Atmosphere*. Núm. 13, Great Britain Meteorological Office, London. Geophysical Memoirs. 1.2
- Dobson, G. M. B., 1920: Winds and temperature gradients in the stratosphere. *Monthly Weather Review*, **48**, 160–161. 1.1

- Ducré-Robitaille, J., L. Vincent, y G. Boulet, 2003: Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. *International Journal of Climatology*, **23**, 1087–1101. 7.4
- Durre, I., T. Peterson, y R. Vose, 2002: Evaluation of the Effect of the Luers-Eskridge Radiation Adjustments on Radiosonde Temperature Homogeneity. *Journal of Climate*, **15**, 1335–1347. 7.3
- Durre, I., T. Reale, D. Carlson, J. Christy, M. Uddstrom, M. Gelman, y P. Thorne, 2005: Improving the usefulness of operational radiosonde data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 411–416. 7.2, 7.3
- Durre, I., R. Vose, y D. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *Journal of Climate*, **19**, 53–68. 3.3.3, 3.3.6, 3.4
- Easterling, D. y T. Peterson, 1995a: The effect of artificial discontinuities on recent trends in minimum and maximum temperatures. *Atmospheric Research*, **37**, 19–26. 7.3, D
- Easterling, D., T. Peterson, y T. Karl, 1996: On the Development and Use of Homogenized Climate Datasets. *Journal of Climate*, **9**, 1429–1434. 7.2
- Easterling, D. R. y T. C. Peterson, 1995b: A new method for detecting and adjusting for undocumented discontinuities in climatological series. *International Journal of Climatology*, **15**, 369–377. D
- Egger, J., 1995: Tropopause Height in Baroclinic Channel Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 2232–2241. 1.4
- Elbern, H., J. Hendricks, y A. Ebel, 1998: A Climatology of Tropopause Folds by Global Analyses. *Theoretical and Applied Climatology*, **59**, 181–200. 5.5, 6.1.1
- Elliot, W. y R. Ross, 2000: Estimated Impacts on Climate Records of Adaptive Strategies for Scheduling Radiosondes. *Journal of Climate*, **13**, 2116–2120. 7.3
- Endlich, R. M., 1954: A note on pressure at the tropopause. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **35**, 131–132. 5.1, 5.2

BIBLIOGRAFÍA

- Eskridge, R., O. Alduchov, I. Chernykh, Z. Panmao, A. Polansky, y S. Doty, 1995: A Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS): Rough and Systematic Errors. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76**, 1759–1775. 3.3.3
- Free, M., D. Seidel, J. Angell, J. Lanzante, I. Durre, y T. Peterson, 2005: Radiosonde Atmospheric Temperature Products for Assessing Climate (RATPAC): A new data set of large-area anomaly time series. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi:10.1029/2005JD006169. 3.3.7
- Fuenzalida, H. A., R. Sánchez, y R. D. Garreaud, 2005: A climatology of cutoff lows in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, **110**, D18101, doi:10.1029/2005JD005934. 6.1.1
- Gabriel, A., G. Schmitz, y R. Geprägs, 1999: The Tropopause in a 2D Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 4059–4068. 1.4
- Gaffen, D., 1993: Instruments and observing methods - Report N50 - Historical changes in radiosonde instruments and practices. Technical report, WMO. 7.5
- 1994: Temporal inhomogeneities in radiosonde temperature records. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 3667–3676. 3.5.1, 7.3
- 1996: NOAA Technical Memorandum ERL ARL-211 A Digitized Metadata Set of Global Upper-Air Station Histories. Technical report, National Oceanic and Atmospheric Administration / Environmental Research Laboratories. 7.5
- Gaffen, D., M. Sargent, R. Habermann, y J. Lanzante, 2000: Sensitivity of Tropospheric and Stratospheric Temperature Trends to Radiosonde Data Quality. *Journal of Climate*, **13**, 1776–1996. 3.4, 7.3
- Gage, K. S. y G. C. Reid, 1987: Longitudinal Variations in Tropical Tropopause Properties in Relation to Tropical Convection and El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 14197–14203. 6.2.2
- Garand, L., C. Grassotti, J. Hallé, y G. Klein, 1992: On Differences in Radiosonde Humidity-Reporting Practices and Their Implications for Numerical Weather Prediction and Remote Sensing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**, 1417–. 7.3

- Gettelman, A. y P. deForster, 2002: Definition and climatology of the tropical tropopause layer. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 911–924. 1.5, 5.4
- Gold, E., 1909: The isothermal layer of the atmosphere and atmospheric radiation. *Proceedings of the Royal Society of London (A)*, **82**, 43–47. 1.1
- Gullet, D. W., L. Vincent, y L. H. Malone, 1991: Homogeneity Testing of Monthly Temperature Series. Application of Multiple-Phase Regression Models with Mathematical Change Points, CCC Report No. 91-10. Technical report, Atmospheric Environment Service,, Downsview, Ontario. D
- Haimberger, L., 2005: ERA-40 Project Report Series No. 23 Homogenization of radiosonde temperature time series using ERA-40 analysis feedback information. Technical report, European Centre for Medium Range Weather Forecasts. D
- 2006: Homogenization of radiosonde temperature time series using innovation statistics. *Journal of Climate (in press)*. D
- Hann, J., 1902: Leon Teisserenc de Bort über die Temperaturabnahme mit der Höhe in sehr grossen Höhen der Atmosphäre (zwischen 8 und 13 km). *Meteorologische Zeitung*, **19**, 272–273. 1.1
- Harsson, B. G., 1971: The 2nd tropopause: a statistical and physical study. *Norsk Polarinstittutt Skrifter*, **155**, 38 pp. 1.5, 5.5
- Hartmann, D. L., J. M. Wallace, V. Limpasuvan, D. W. J. Thompson, y J. R. Holton, 2000: Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change? *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **97**, 1412–1417. 6.2.3
- Haynes, P., J. Scinocca, y M. Greenslade, 2001: Formation and maintenance of the extratropical tropopause by baroclinic eddies. *Geophysical Research Letters*, **28**, 4179–4182. 1.4
- Held, I. M., 1982: On the Height of the Tropopause and the Static Stability of the Troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 412–417. 1.4
- Highwood, E. y B. Hoskins, 1998: The tropical tropopause. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**, 1579–1604. 1.5, 1.5

BIBLIOGRAFÍA

- Highwood, E., B. Hoskins, y P. Berrisford, 2000: Properties of the Arctic tropopause. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 1515–1532. 1.5, 1.5, 7.1
- Hoerling, M., T. Schaack, y A. Lenzen, 1991: Global Objective Tropopause Analysis. *Monthly Weather Review*, **119**, 1816–1831. 1.2.2
- Hoinka, K., 1997: The tropopause: discovery, definition and demarcation. *Meteorologische Zeitschrift*, **6**, 281–303. 1.1, 5.2
- 1998: Statistics of the Global Tropopause Pressure. *Monthly Weather Review*, **126**, 3303–3325. 1.4, 1.5, 1.5, 6.2.4
- 1999: Temperature, Humidity, and Wind at the Global Tropopause. *Monthly Weather Review*, **127**, 2248–2265. 1.3, 1.4, 1.5, 1.5, 5.5, 6.1.3
- Hoinka, K., H. Claude, y U. Köhler, 1996: On the correlation between tropopause pressure and ozone above Central Europe. *Geophysical Research Letters*, **23**, 1753–1756. 1.2.2
- Hoinka, K. P., M. E. Reinhardt, y W. Metz, 1993: North Atlantic air traffic within the lower stratosphere: Cruising times and corresponding emissions. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 23113–23131. 1.2.2
- Holton, J., P. Haynes, M. McIntyre, A. Douglass, R. Rood, y L. Pfister, 1995: Stratosphere-Troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, **33**, 403–439. 1.3, 1.4
- Holton, J. R., J. A. Curry, y J. A. Pyle, 2003: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. Academic Press. 1.2.1
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, y A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 877–946. 6.1.1
- Hurrell, J., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, **269**, 676–679. 7.7
- Johnson, D. R., 1997: "General Coldness of Climate Models and the Second Law: Implications for Modelling the Earth System. *Journal of Climate*, **10**, 2826–2846. 3.2

- Jones, P. D., S. C. B. Raper, R. S. Bradley, H. F. Diaz, P. M. Kelly, y T. M. L. Wigley, 1986: Northern Hemisphere Surface Air Temperature Variations: 1851-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 161–179. D
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, y D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–471. 3.2
- Karl, T. R. y C.Ñ. Williams Jr., 1987: An Approach to Adjusting Climatological Time Series for Discontinuous Inhomogeneities. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 1744–1763. D
- Kidson, J. y K. Trenberth, 1988: Effects of Missing Data on Estimates of Monthly Mean General Circulation Statistics. *Journal of Climate*, **1**, 1261–1275. 4.1
- Kiladis, G., K. Straub, G. Reid, y K. Gage, 2001: Aspects of interannual and intraseasonal variability of the tropopause and lower stratosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1961–1983. 1.5, 1.5, 6.2.2
- Kobysheva, N. y L.Ñaumova, 1979: Works of the Main Geophysical Observatory, 425. Technical report, Saint Petersburg, Russia. D
- Kondrashov, D. y M. Ghil, 2006: Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **13**, 151–159. D
- Lanzante, J., 1996: Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, **16**, 1197–1226. 7.6.2, D
- 1998: Correction to Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples, including applications to historical radiosonde station data". *International Journal of Climatology*, **18**, 235. 7.6.2

BIBLIOGRAFÍA

- Lanzante, J., S. Klein, y D. Seidel, 2003a: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part I: methodology. *Journal of Climate*, **16**, 224–240. 3.3.7, 3.5.4, 7.6, 7.6.2
- 2003b: Temporal homogenization of monthly radiosonde temperature data. Part II: trends, sensitivities and MSU comparison. *Journal of Climate*, **16**, 241–262. 3.3.7, 3.5.4, 7.6, 7.6.2
- Lindzen, R., 1993: Baroclinic Neutrality and the Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **50**, 1148–1151. 1.4
- Liniger, M. y H. Davies, 2004: Seasonal differences in extratropical potential vorticity variability at tropopause levels. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2004JD004639. 1.5
- Luers, J. y R. Eskridge, 1998: Use of radiosonde temperature data in climate studies. *Journal of Climate*, **11**, 1002–1019. 7.3
- Makhover, Z. M., 1979: Features of the tropopause distribution over the globe. *Meteorology and Geophysics*, **12**, 33–39, (en Ruso). 1.5
- Menne, M. y C. Williams Jr., 2005: Detection of Undocumented Change-points Using Multiple Test Statistics and Composite Reference Series. *Journal of Climate*, **18**, 4271–4286. 7.4
- Mestre, O. y H. Caussinus, 2001: *Detecting and Modelling Regional Climate Change*, Springer, chapter A Correction Model for Homogenisation of Long Instrumental Data Series. 13–19. D
- Miller, E., J. Wang, y H. Cole, 1999: Correction for Dry Bias in Vaisala Radiosonde RH Data. *Ninth ARM Science Team Meeting Proceedings*. 7.3
- Nagurny, A., 1998: Climatic characteristics of the tropopause over the Arctic Basin. *Annales Geophysicae*, **16**, 110–115. 1.4
- Nieto, R., L. Gimeno, L. de la Torre, P. Ribera, D. Gallego, R. García-Herrera, J. García, M.Ñuñez, A. Redaño, y J. Lorente, 2005: Climatological Features of Cutoff Low Systems in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, **18**, 3085–3103. 6.1.1
- Oort, A. y H. Liu, 1993: Upper-Air Temperature Trends over the Globe, 1958–1989. *Journal of Climate*, **6**, 292–307. 3.5.2

- Pan, L., W. Randel, B. Gary, M. Mahoney, y E. Hints, 2004: Definitions and sharpness of the extratropical tropopause: A trace gas perspective. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2004JD004982. 1.2.3, 1.3
- Parker, D. y D. Cox, 1995: Towards a consistent global climatological rawinsonde data-base. *International Journal of Climatology*, **15**, 473–496. 3.3.2, 3.3.8
- Parker, D., M. Gordon, D. Cullum, D. Sexton, C. Folland, y N. Rayner, 1997: A new global gridded radiosonde temperature data base and recent temperature trends. *Geophysical Research Letters*, **24**, 1499–1502, doi:10.1029/97GL01186. 3.3.8
- Peixoto, J. P. y A. H. Oort, 1992: *Physics of Climate*. Springer-Verlag. 6.2.4
- Peterson, T. C., 2006: Examination of Potential Biases in Air Temperature Caused by Poor Station Locations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1073–1080. 7.2
- Peterson, T. C., T. R. Karl, P. F. Jamason, R. Knight, y D. R. Easterling, 1998: First difference method: Maximizing station density for the calculation of long-term global temperature change. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 25967–25974. D
- Pettit, A.Ñ., 1979: A non-parametric approach to the change-point detection. *Applied Statistics*, **28**, 126–135. D
- Plummer, N., Z. Lin, y S. Torok, 1995: Trends in the diurnal temperature range over Australia since 1951. *Atmospheric Research*, **37**, 79–86. D
- Potter, K. W., 1981: Illustration of a new test for detecting a shift in mean in precipitation series. *Monthly Weather Review*, **109**, 2040–2045. D
- Randel, W., W. Fei, y D. Gaffen, 2000: Interannual variability of the tropical tropopause derived from radiosonde data and NCEP reanalyses. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 15509–15523. 1.5, 3.2, 6.2.1, 6.2.2, 7.1
- Randel, W. y F. Wu, 2006: Biases in Stratospheric and Tropospheric Temperature Trends Derived from Historical Radiosonde Data. *Journal of Climate*, **19**, 2094–2104. 7.3

BIBLIOGRAFÍA

- Randel, W., F. Wu, y W. Rivera Ríos, 2003: Thermal variability of the tropical tropopause region derived from GPS/MET observations. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4024, doi:10.1029/2002JD002595. 1.5, 5.5
- Randel, W. J., D. J. Seidel, y L. L. Pan, 2007: Observational characteristics of double tropopauses. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D07309, doi:10.1029/2006JD007904. 1.5, 1.5, 6.1.1, 6.2.4
- Reed, R., 1955: A Study of a Characteristic Type of Upper-Level Frontogenesis. *Journal of Meteorology*, **12**, 226–237. 1.2.2
- Reed, R. J. y E. F. Danielsen, 1959: Fronts in the vicinity of the tropopause. *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, **11**, 1–17. 1.4
- Reid, G. y K. Gage, 1985: Interannual Variations in the Height of the Tropical Tropopause. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5629–5635. 6.2.2
- Rhoades, D. A. y M. J. Salinger, 1993: Adjustment of temperature and rainfall records for site changes. *International Journal of Climatology*, **13**, 899–913. D
- Santer, B., R. Sausen, T. Wigley, J. Boyle, K. AchutaRao, C. Doutriaux, J. Hansen, G. Meehl, E. Roeckner, R. Ruedy, G. Schmidt, y K. Taylor, 2003a: Behavior of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses, and observations: Decadal changes. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi:10.1029/2002JD002258. 1.3, 1.5, 1.5, 7.1
- Santer, B., M. Wehner, T. Wigley, R. Sausen, G. Meehl, K. Taylor, C. Ammann, J. Arblaster, W. Washington, J. Boyle, y W. Brüggemann, 2003b: Contributions of Anthropogenic and Natural Forcing to Recent Tropopause Height Changes. *Science*, **301**, 479–483. 1.3, 1.5, 7.1
- Santer, B., T. Wigley, A. Simmons, P. Källberg, G. Kelly, S. Uppala, C. Ammann, J. Boyle, W. Brüggemann, C. Doutriaux, M. Fiorino, C. Mears, G. Meehl, R. Sausen, K. Taylor, W. Washington, M. Wehner, y F. Wentz, 2004: Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2004JD005075. 1.3, 7.1

- Sausen, R. y B. Santer, 2003: Use of changes in tropopause height to detect human influences on climate. *Meteorologische Zeitschrift*, **12**, 131–136. 1.3, 7.1
- Sawyer, J. S., 1963: Note on terminology and conventions for the high atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **89**, 156. 1.1
- Schmidt, T., G. Beyerle, S. Heise, J. Wickert, y M. Rothacher, 2006: A climatology of multiple tropopauses derived from GPS radio occultations with CHAMP and SAC-C. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi:10.1029/2005GL024600. 1.5, 5.4, 5.5, 6.1.1, 6.1.3
- Schmidt, T., S. Heise, J. Wickert, G. Beyerle, y C. Reigber, 2005: GPS radio occultation with CHAMP and SAC-C: global monitoring of thermal tropopause parameters. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **5**, 1473–1488. 1.5
- Schmidt, T., J. Wickert, G. Beyerle, y C. Reigber, 2004: Tropical tropopause parameters derived from GPS radio occultation measurements with CHAMP. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2004JD004566. 1.5, 5.5
- Schwartz, B. y M. Govett, 1992: A hydrostatically consistent North American radiosonde data base at the Forecast Systems Laboratory, 1946-present. NOAA Technical Memorandum ERL FSL-4. Technical report, NOAA Forecast Systems Laboratory. 3.1, 3.1, 3.2, 3.3.1, 5.1
- Schwartz, B. E. y C. A. Doswell III, 1991: North American Rawinsonde Observations: Problems, Concerns, and a Call to Action. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **72**, 1885–1896. 7.3
- Seidel, D. y J. Lanzante, 2004: An assessment of three alternatives to linear trends for characterizing global atmospheric temperature changes. *Journal of Geophysical Research*, **109**, doi:10.1029/2003JD004414. 7.7
- Seidel, D. y W. Randel, 2006: Variability and Trends in the Global Tropopause Estimated from Radiosonde Data. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D21101, doi:10.1029/2006JD007363. 1.5, 1.5, 5.5, 6.1.1, 6.2.2, 7.1
- Seidel, D., R. Ross, J. Angell, y G. Reid, 2001: Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 7857–7878. 1.5, 1.5, 5.2, 7.1

BIBLIOGRAFÍA

- Shapiro, M., 1980: Turbulent Mixing within Tropopause Folds as a Mechanism for the Exchange of Chemical Constituents between the Stratosphere and Troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 994–1004. 1.2.2, 6.1.1
- Shaw, N., 1912: Preface to "The free atmosphere in the regions of the British Isles" by W. H. Dines. *Meteorological Office London, Geophysical Memoirs*, **1**, 13–22. 1.1
- Sherwood, S., 2007: Simultaneous detection of climate change and observing biases in a network with incomplete sampling. *Journal of Climate (in press)*. 7.6, D
- Sherwood, S., J. Lanzante, y C. Meyer, 2005: Radiosonde Daytime Biases and Late-20th Century Warming. *Science*, **309**, 1556–1559. 7.3
- Sherwood, S. C., 2000: Climate signals from station arrays with missing data, and an application to winds. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 29489–29500. D
- Siegel, S. y N. Castellan, 1988: *Nonparametric Statistics for the Behavioural Sciences*. McGraw-Hill, New York. D
- Solow, A., 1987: Testing for climatic change: an application of the two-phase regression model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 1401–1405. D
- Sprenger, M., M. Croci Maspoli, y H. Wernli, 2003: Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 8518, doi:10.1029/2002JD002587. 1.5, 5.3.1, 6.1.1
- Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler, y K. Hoinka, 1998: Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 19183–19192. 1.3
- Sterin, A. M. y R. E. Eskridge, 1998: Monthly Aerological Data Set: Some Features and Comparisons of Upper-Air Temperature Data to the NCAR/NCEP Reanalysis Monthly Data. *Proc. 22 Annual Climate Diagnostics and Prediction Workshop*, NOAA, 210–213. 3.3.4, 3.3.8

- Stohl, A., H. Wernli, P. James, M. Bourqui, C. Forster, M. Liniger, P. Seibert, y M. Sprenger, 2003: A New Perspective of Stratosphere-Troposphere Exchange. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1565–1573. 1.4
- Szentimrey, T., 2000: Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH). Seasonal application of MASH (SAM), Automatic using of Meta Data. *Proceedings of the Third Seminar for Homogenization of Surface Climatological Data, Budapest, Hungary*. D
- Teisserenc de Bort, M., 1902: Variations de la température de l'air libre dans la zona comprise entre 8km et 13km d'altitude. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **134**, 987–989. 1.1
- Thorne, P., D. Parker, S. Tett, P. Jones, M. McCarthy, H. Coleman, y P. Brohan, 2005: Revisiting radiosonde upper air temperatures from 1958 to 2002. *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi:10.1029/2004JD005753. 3.3.8
- Thurn, J. y G. Craig, 1997: GCM Test of Theories for the Height of the Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54**, 869–882. 1.4
- 2000: Stratospheric Influence on Tropopause Height: The Radiative Constraint. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 17–28. 1.2, 1.2.3, 1.4
- Trenberth, K., 1997: The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2771–2777. 1.3, 7.3
- Trenberth, K. E. y J. G. Olson, 1991: *Greenhouse-Gas-Induced Climate Change: A Critical Appraisal of Simulations and Observations*, Elsevier, chapter Representativeness of a 63-station Network for Depicting Climate Changes. 616. 3.5.1
- Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. daCosta Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van deBerg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J. J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, y J. Woollen, 2005:

BIBLIOGRAFÍA

- The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961–3012. D
- Vincent, L., 1998: A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. *Journal of Climate*, **11**, 1094–1104. D
- Wallis, T., 1998: A Subset of Core Stations from the Comprehensive Aerological Reference Dataset. *Journal of Climate*, **11**, 272–282. 3.5.1, 3.5.3, 7.7, 7.5, B.1, C.1
- Werli, H. y C. Schwierz, 2006: Surface Cyclones in the ERA-40 Dataset (1958-2001). Part I: Novel Identification Method and Global Climatology. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2486–2507. 6.1.1
- Wijngaard, J. B., A. M. G. Klein Tank, y G. P. Können, 2003: Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, **23**, 679–692. D
- Williams, G., 2006: Circulation Sensitivity to Tropopause Height. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 1954–1961. 1.3
- Wirth, V., 2001: Cyclone-Anticyclone Asymmetry Concerning the Height of the Thermal and the Dynamical Tropopause. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58**, 26–37. 6.1.1
- WMO, 1957: Meteorology - A Three-Dimensional Science: Second Session of the Commission for Aerology. *WMO Bulletin*, **6**, 134–138. 1.2.1, 1.4, 7.6.1
- 2002: Guide to the GCOS surface and upper-air networks: GSN and GUAN. WMO/TD 1106, GCOS-73. Technical report, WMO, Geneva, Switzerland. 7.2, 7.3
- Wright, J. M. J., 1997: *Federal Meteorological Handbook No. 3 : Rawinsonde and Pibal Observations*. Office of the Federal Coordinator for Meteorological Services and Supporting Research, U.S. Department of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration, 8455 Colesville Road, Suite 1500, Silver Spring, Maryland 20910, fcm-h3-1997 ed. 5.4
- Zängl, G. y K. Hoinka, 2001: The Tropopause in the Polar Regions. *Journal of Climate*, **14**, 3117–3139. 1.5

- Zängl, G. y V. Wirth, 2000: Synoptic-scale variability of the polar and subpolar tropopause: Data analysis and idealized PV inversions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 1–16. 1.2.3, 1.5
- Zhai, P. y R. Eskridge, 1996: Analysis of Inhomogeneities in Radiosonde Temperature and Humidity Time Series. *Journal of Climate*, **9**, 884–894. 7.3