

Una Climatología del Agua Precipitable en la Región Subtropical sobre la Isla de Tenerife basada en Datos de Radiosondeos

Nota técnica 6 de AEMET

Pedro Miguel Romero Campos ⁽¹⁾
Carlos Luis Marrero de la Santa Cruz ^(*1)
Silvia Alonso Pérez ^{(2), (1)}
Emilio Cuevas Agulló ⁽¹⁾
Sergio Afonso Gómez ⁽¹⁾
José Pablo Ortiz de Galisteo Marín ⁽³⁾

(1) Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI), AEMET

(2) Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDAEA).
Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

(3) Delegación Territorial en Castilla y León, AEMET

* Actualmente en el Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife, AEMET



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

© Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2012

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
<https://cpage.mpr.gob.es/>

NIPO: 281-12-007-5
<https://doi.org/10.31978/281-12-007-5>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid
<http://www.aemet.es/>

 @Aemet_Esp

 <https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia>

Índice

| | |
|--|-----------|
| 1. Introducción | 1 |
| 2. Agua precipitable a partir de radiosondas en Tenerife | 3 |
| 2.1. Sondeos antes y después de mayo de 1994..... | 4 |
| 2.2. Correcciones por tipo de sonda..... | 6 |
| 2.2.1. Sondas Vaisala RS80 y RS92..... | 6 |
| 2.2.2. Corrección de los errores en las sondas RS80..... | 7 |
| 2.2.3. Corrección de los errores en las sondas RS92..... | 14 |
| 2.2.4. Correcciones a las RS92 no aplicadas en nuestro estudio..... | 16 |
| 2.2.5. Diferencias de presión y temperatura entre las sondas RS80 y RS92..... | 17 |
| 3. Estudio y tratamiento de las inhomogeneidades | 19 |
| 3.1. Método de ponderación doble para la detección de datos anómalos..... | 22 |
| 3.2. Localización y caracterización de múltiples puntos de ruptura..... | 23 |
| 3.3. Aplicación a las series originales y corregidas. Discusión de resultados..... | 28 |
| 4. Estadística y anomalías | 31 |
| 4.1. Patrones mensuales por estratos..... | 31 |
| 4.2. Anomalías anuales y estacionales. Tendencias..... | 34 |
| 5. Agua precipitable en las masas de aire sobre Tenerife | 39 |
| 5.1. Codificación de las masas de aire según sus características..... | 39 |
| 5.2. Asociación del agua precipitable con las masas de aire..... | 40 |
| 5.3. Evolución del contenido de agua precipitable según la masa de aire..... | 46 |
| 5.4. Evolución de la frecuencia de las masas de aire sobre Tenerife..... | 47 |
| 6. Bibliografía..... | 49 |

1. Introducción

El agua precipitable u representa la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna vertical de aire con base o sección transversal horizontal unitaria, y extendida desde la altura z hasta una altura dada h , se condensase y precipitase. Se calcula matemáticamente, integrando, en el estrato considerado, el producto de la densidad del vapor de agua $\rho(z')$ a una altura z' por la altura z' (Romero Campos et al., 2009). Es decir:

$$u = \int_z^h \rho(z') \times dz' \quad (1.1)$$

El agua precipitable se expresa como altura (mm.) de la columna vertical considerada, o también, en unidades de masa (1mm. $\sim 0.1\text{gcm}^{-2}$). En este trabajo utilizaremos indistintamente los términos “vapor de agua en columna” y “agua precipitable”.

La presente nota técnica pretende desarrollar una climatología del vapor de agua basada en las medidas de agua precipitable obtenidas a través de radiosondas PTU (presión, temperatura y humedad) lanzadas en Tenerife.

Las Islas Canarias se encuentran situadas en una región de clima subtropical. De manera simplificada, el clima subtropical es un clima templado cálido que se define como aquél en el que la temperatura media anual no baja de los 18 ° C, la temperatura media mensual del mes más frío del año está comprendida entre los 6 ° C y los 18 ° C y la temperatura media mensual del mes más cálido del año supera los 22 ° C. Según los valores climatológicos normales publicados por AEMET para el período 1971-2000, en el caso de Canarias, el mes más frío del año es enero y los meses más cálidos son agosto y septiembre.

Sin embargo, el clima de Canarias, en su conjunto, presenta unas características muy peculiares debido a su relieve, a su posición en el Atlántico, y a su cercanía al continente africano a la altura del Sáhara. Los principales centros de acción que configuran el clima de Canarias son el anticiclón de las Azores y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical, pero también intervienen, de forma secundaria, el frente polar y las bajas presiones saharianas. El rasgo más interesante que afecta a la humedad y al vapor de agua en las Islas Canarias es la presencia predominante y casi permanente del régimen de vientos alisios de componente este-noreste que provoca dos efectos. Por un lado, estos vientos desplazan las aguas superficiales hacia el centro del Atlántico favoreciendo los afloramientos de aguas más frías y profundas. Por otro lado, al existir dos capas, una relativamente fresca y húmeda (vientos alisios) y otra seca por encima, se origina una inversión térmica dando lugar a un mar de nubes que estabiliza térmicamente las zonas bajas, atenuando en gran parte la radiación solar que llega al mar y estabilizando así la corriente fría de Canarias, (Figura 1.1). Esta inversión térmica también impide el ascenso de humedad de manera que las capas bajas presentan un alto índice de humedad relativa, que durante el día, suele concentrarse entre los 500 y los 1000m en la mayor parte del año, exceptuando los meses de junio, julio y agosto. Para estos meses, la humedad relativa se concentra, tanto para el día como para la noche, por debajo de los 500m.

Dado que el vapor de agua es un gas que se encuentra casi en su totalidad (99%) confinado en la troposfera (por debajo de los 12 km., aproximadamente), y dada la baja fiabilidad en las medidas de humedad relativa de las radiosondas en la alta troposfera, restringiremos nuestro estudio a esta zona de la atmósfera.



Figura 1.1. Mar de nubes hacia el sur desde Izaña (Tenerife).

En realidad, el clima subtropical se extiende por una amplia variedad de zonas del planeta, cada una de ellas con sus peculiaridades. Debemos añadir que el vapor de agua presenta una gran variabilidad espacial y temporal, de manera que no podemos esperar ni considerar que la climatología del vapor de agua en la columna atmosférica sobre Tenerife que realizamos en esta nota técnica sea representativa de la que pudiera haber en otras zonas del globo con clima subtropical. Esta es la razón por la que hemos querido dar un título tan particularizado a nuestro estudio, denominándolo “Una Climatología del Vapor de Agua en la Región Subtropical sobre la isla de Tenerife”.

Esperamos que la metodología desarrollada en esta nota técnica pueda servir de ayuda o referencia para abordar estudios similares que pudieran hacerse en otras estaciones de sondeos.

2. Agua precipitable a partir de radiosondas en Tenerife

De la expresión general teórica (1.1), y utilizando la relación entre la humedad relativa, la tensión de vapor de agua y la tensión saturante de este a una temperatura dada; evaluando esta a través de la fórmula de Magnus, y aplicando la ley de los gases ideales para el vapor de agua, se puede deducir la siguiente expresión para el cálculo del agua precipitable, más detallada, en función de las variables propias suministradas por una radiosonda PTU:

$$H2O(mm) = u(mm) = \sum \left(\frac{HR \times 61 \times 10^{\frac{7.4475 \times t}{234.07 + t}}}{4615 \times (273.15 + t)} \times (h_2 - h_1) \right) \quad (2.1)$$

Aquí, t es la temperatura en $^{\circ}C$, HR es la humedad relativa en % y h_1, h_2 son las alturas geopotenciales en metros de la base y cima de cada estrato o nivel del sondeo. La sumatoria se extiende a todos los estratos o niveles del sondeo que se hallen por encima del nivel de la estación. Notar que el primer factor que hay dentro de la sumatoria de (2.1) representa a la densidad del vapor de agua en el estrato. La evaluación de esta sumatoria (o integral discreta) se puede realizar con distinto grado de precisión. La forma más básica sería escoger, en cada estrato, un valor medio de la densidad del vapor de agua en el mismo sin más que promediar el valor de la humedad relativa y de la temperatura entre la base y cima del correspondiente estrato. Luego se procedería a multiplicar esta densidad media por el espesor del estrato (dado por la diferencia de alturas entre cima y base) y, finalmente, sumar para todos los estratos del sondeo. Sin embargo, no será el procedimiento que seguiremos aquí. El enfoque que queremos dar a este estudio es analizar la variación del agua precipitable a diferentes altitudes y no sólo en la columna total. A veces, los límites del estrato de interés no aparecen como tales en los datos del sondeo sino que es necesario realizar una interpolación. Se comete entonces menos error realizando la sumatoria (2.1) por medio de la regla de los trapecios en cada estrato y ajustando el agua acumulada en función de la altura del estrato (cima del mismo) a una función interpolante lineal. De esta manera podremos conocer a una cierta altura de interés (aparezca como tal o no en el sondeo) qué cantidad de agua precipitable hay por debajo de dicho nivel. Este será el método que adoptaremos aquí. Pero los sondeos tienen una determinada resolución que no siempre es la misma (a veces tenemos sondeos con datos cada 2sg y otras veces sondeos con datos cada 5sg). Además, no todos los sondeos están igualmente completos, ni todos alcanzan la misma altura o nivel máximo. Habrá pues que definir ciertos criterios para hacer comparables los sondeos a analizar que incluirán uno o varios parámetros de calidad. El error cometido en la aplicación de la regla de los trapecios al integrar sondeos de diferentes resoluciones puede ser considerado como un parámetro de calidad ya que es un error relacionado con la discretización del sondeo. En aquellos sondeos donde haya más datos cometeremos menos error al integrar que en esos otros donde el número de datos sea menor. Este error es fácilmente estimable. Como sabemos, la aplicación de la regla de los trapecios a la integración de una función $f(x)$ en un determinado intervalo $[a, b]$ consiste en aplicar la siguiente fórmula:

$$\int_a^b f(x)dx = (b - a) \times \frac{f(a) + f(b)}{2} \quad (2.2)$$

El error asociado es:

$$Er = -\frac{(b-a)^3}{12} \times f''(\zeta) \quad (2.3)$$

Aquí $f''(\zeta)$ es el valor de la derivada segunda de la función en un punto $\zeta \in (a,b)$.

En nuestro caso, la función $f(x)$ es la función densidad del vapor de agua en el estrato considerado, y vale:

$$f(x) = \frac{HR \times 61 \times 10^{\frac{7.4475 \times t}{234.07+t}}}{4615 \times (273.15 + t)} \quad (2.5)$$

Habría que evaluar dicha función para la base y la cima de cada estrato y aplicar la regla de los trapecios dada por la fórmula (2.2) y su error asociado (fórmula (2.3)). Después, sumaremos para todos los estratos. Si representamos en función de la altura el agua acumulada hasta cada nivel tendremos una curva que, al principio, crecerá con bastante pendiente pero que a medida que subimos en altura se irá aplanando hasta hacerse prácticamente horizontal. Esto es así porque la contribución de los últimos estratos al agua precipitable es ya muy pequeña. Esta curva puede ajustarse por tramos a funciones lineales: es lo que habíamos denominado función interpolante lineal. Esto nos permitirá saber, para cualquier altura intermedia, qué cantidad de agua hay por debajo de dicho nivel.

Por otro lado, es necesario establecer un límite superior hasta donde integrar a fin de hacer a los sondeos comparables. Como el 99% del agua precipitable se encuentra confinado en la troposfera, se ha pensado en escoger la cota de 12km -nivel aproximado de la primera tropopausa, (Rodríguez Franco, 2009)- como límite superior de integración del sondeo. También se ha considerado conveniente estratificar la troposfera en trece capas de interés de las cuales, la primera, iría desde la superficie hasta los 1500m, las tres siguientes, tendrían un espesor de 500m cada una e irían desde 1500m a 3000m; las restantes, abarcarían desde los 3000m hasta los 12000m en estratos de 1000m cada uno.

Finalmente, otro parámetro de calidad útil para cada sondeo es conocer en cuántos estratos de los definidos como de interés hemos podido evaluar el agua precipitable. Ocurre en ocasiones que existen ciertos estratos donde no es posible evaluar el agua porque falta algún dato o es erróneo. No tenemos información para dicho estrato y por tanto esto afectará al cálculo del agua total.

Aplicando estos criterios y filtrando la serie general con estos parámetros de calidad obtendremos una serie problema que vamos a analizar y estudiar. Antes, tenemos que explicar y hablar de las distintas fuentes de datos de que disponemos y las series que generan, así como comentar brevemente las incidencias más importantes relacionadas con ellas. Estas incidencias son las que pueden dar lugar a inhomogeneidades que habrá que detectar convenientemente, caracterizar, corregir si procede, y evaluar su impacto estadístico a fin de obtener tendencias correctas y sacar conclusiones sobre su validez.

2.1 Sondeos antes y después de mayo de 1994

La isla de Tenerife es el único lugar del archipiélago canario donde se realizan sondeos PTU. Tradicionalmente, y hasta el 10 de octubre de 2002 a las 0h UTC inclusive, los sondeos en la isla han venido lanzándose desde las instalaciones del Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife (28.46N, 16.26W y 36m.s.n.m.). Hasta

esa fecha, se utilizaban las radiosondas Vaisala RS80. A partir de entonces, un nuevo sistema de sondeos automatizados substituye al anterior, y con él, se cambia también la ubicación de los lanzamientos, trasladándose al municipio vecino de Güímar (28.32N, 16.38W y 105m.s.n.m.), situado a unos 30km al sur de la ciudad de Santa Cruz de Tenerife.

Tanto los cambios en la ubicación como los cambios en la instrumentación, son causas frecuentes de introducción de inhomogeneidades en las series temporales. En nuestro caso, el cambio de ubicación del lanzamiento introduce una inhomogeneidad en las series de temperatura, humedad y agua precipitable. Esto es debido, principalmente, a que el municipio de Güímar está situado en la costa a sotavento de la dorsal central de Tenerife haciendo que la vertiente sur del valle de Güímar quede expuesta a la acción de los vientos alisios procedentes del nordeste. La ciudad de Santa Cruz de Tenerife, en cambio, queda excluida de la acción de tales vientos gracias al macizo de Anaga, situado al norte, que actúa como escudo frente a ellos. Con la temperatura ocurre algo similar: hay una gran oscilación entre la temperatura en la costa y la que podemos encontrar en las cumbres de Güímar. En cambio, Santa Cruz de Tenerife, no presenta una oscilación térmica tan pronunciada debido a la orografía. Consideremos la posibilidad de tratar la serie de sondeos en Santa Cruz y en Güímar, no como una única serie, sino como series independientes y realizar un estudio por separado. Abordaremos esta cuestión más adelante.

En lo que concierne al cambio de instrumentación o de sondas hay que decir que las posibles inhomogeneidades sólo afectarían a la serie de Güímar. Además del cambio en el sistema de lanzamiento y del software asociado en octubre de 2002, la antigua sonda Vaisala RS80 fue substituida por la nueva sonda Vaisala RS92 a partir del 26 de mayo de 2005. La sonda Vaisala RS92 mejora a la RS80, tanto en la medida de la temperatura, como en la presión y humedad. Además, con el paso del tiempo, se han producido mejoras adicionales en las sondas RS92 que también habrá que tener en cuenta.

Por último decir que, la base de datos de los sondeos lanzados en Santa Cruz de Tenerife contiene registros desde 1963. Sin embargo, el período 1963-abril de 1994 se caracteriza por ser un período de escasez de datos ya que muchos de los sondeos no están completos o muestran muy pocos niveles. La base de datos de esta época se basa exclusivamente en los partes TEMP, de manera que, sólo se tenían en cuenta los niveles estándares y significativos que representaban un cambio notable en las variables PTU. Este criterio, implicaba la no aparición, en muchos casos, de niveles intermedios con la consiguiente reducción en la resolución de los sondeos. Esto hace que estos no sean comparables con los del resto de la serie a partir de mayo de 1994. Desde esta última fecha la inmensa mayoría de los sondeos se presentan mucho más completos, incluyendo bastantes niveles adicionales. Esto introduce una gran inhomogeneidad entre el periodo 1963-mayo de 1994 y el posterior, desde esa fecha hasta la actualidad, lo cual, se traduce, no sólo en un salto cuantitativo de la serie, sino también en una mayor dispersión de los valores del segundo período con respecto al primero. Debido a esta limitación, nos restringiremos únicamente al estudio de los sondeos a partir de mayo de 1994. A fin de realizar un estudio estadístico por años completos pondremos el límite de nuestro período de estudio en abril de 2011.

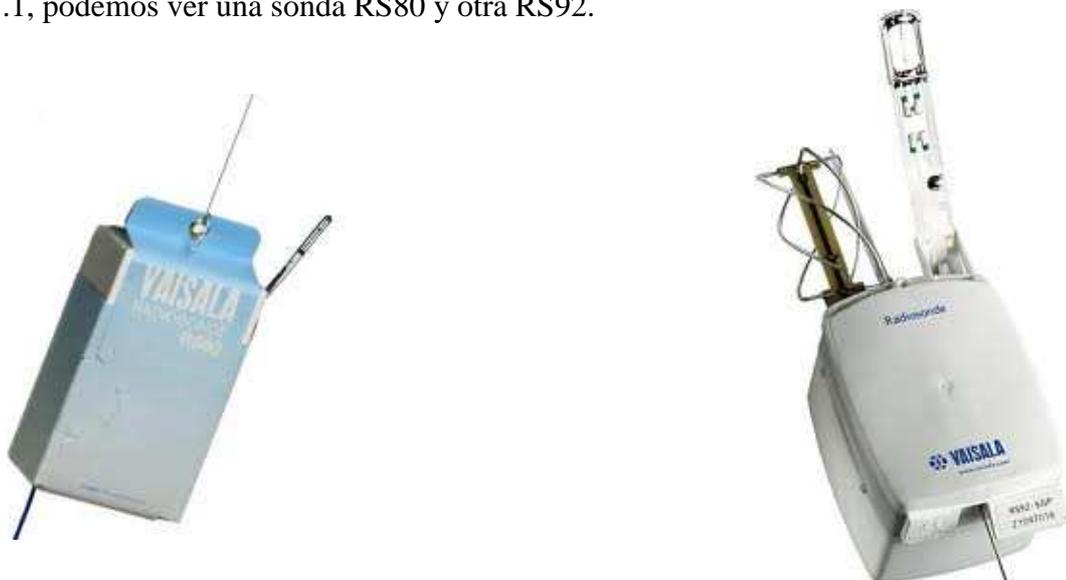
Dentro de este último período, para hacer comparables las dos series de agua precipitable (Santa Cruz y Güímar) y reducir, en la medida de lo posible, el efecto del cambio de instrumentación, será necesario corregir tanto los datos de las sondas RS80 como los de las RS92. En la siguiente sección, abordaremos esta cuestión.

2.2 Correcciones por tipo de sonda

2.2.1 Sondas Vaisala RS80 y RS92

Las sondas Vaisala RS80 empezaron a comercializarse a principios de la década de los 80 (1981) (Luers et al, 1995). Estas radiosondas podían adquirirse con uno de dos posibles tipos de sensores de humedad capacitivos de película fina, los denominados “Humicaps”, que fueron desarrollados por Vaisala a principios de los años 70. Los sensores “Humicaps” podían ser del tipo “A” o del tipo “H” los cuales diferían, principalmente, en las propiedades del material dieléctrico (polímero) del que estaba fabricado el sensor. El vapor de agua se absorbía y se devolvía al ambiente por el polímero. La fina película de la que estaba compuesto este determinaba las características capacitivas en términos de la dependencia con la temperatura y el vapor de agua, así como con la estabilidad al agua. El material del polímero del tipo “A” se utilizó como dieléctrico en el diseño inicial, mientras que el del tipo “H” fue desarrollado y adoptado para uso en las radiosondas a finales de la década de los 80. Este último sensor es más capaz de absorber agua, reduce la histéresis y es más estable a humedades más altas (Wang et al, 2002). Las sondas RS80 han venido utilizándose durante casi tres décadas hasta que finalmente se han retirado dejándose de fabricar en diciembre de 2008.

Las sondas RS92 fueron introducidas en 2003 y constituyen la actual nueva generación de radiosondas que se utilizan de forma operativa. Este cambio ha implicado una mejora en los sensores y en sus calibraciones, y por otro, una mejora de hasta un 3% en la medida de la humedad relativa. Esta se infravaloraba con las RS80 debido a que el agua se condensaba sobre la superficie del sensor de humedad, hecho que ya no se produce con las RS92. Estas disponen de dos sensores de humedad H-HUMICAP que son precalentados antes del lanzamiento del sondeo a fin de eliminar cualquier contaminación previa. Durante el sondeo, uno de los sensores limpios comienza a medir mientras el otro sigue calentándose; el que mide se va contaminando y enfriando durante la medida. Entonces deja de medir y entra en juego el otro, mientras que el primero pasa ahora a la fase de calentamiento, y así sucesivamente, de forma que siempre hay un sensor limpio que mide libre de efectos de condensación. En la figura 2.2.1.1, podemos ver una sonda RS80 y otra RS92.



que aparece en las cabeceras de los ficheros de texto de los sondeos. Ahora bien, según el tipo de sonda y según la fecha de su calibración, esta codificación del número de serie viene expresada de distintas formas. Así tenemos (Miloshevich y coautores, 2004) que:

- Sondass RS80-A/H con calibración previa a octubre de 1995:

Código = DDMMYxxxx

DD = día del mes (01 – 31)

MM = mes del año (01 – 12) + identificador de fábrica (00, 20, 40, u 80)

Y = último dígito del año

xxxx = número secuencial

- Sondass RS80-A/H calibradas desde octubre de 1995 en adelante:

Código = YWWDxxxxx

Y = último dígito del año

WW = número de la semana del año (01 – 52)

D = día de la semana (1 – 7, donde 1 = lunes)

xxxxx = número secuencial

- Sondass RS92:

Código = YWWDxxxx

Y = código alfabético para el año (T=1998, U=1999,..., Z=2004, A=2005,..., F=2010,...etc.)

WW = número de la semana del año (01 – 52)

D = día de la semana (1 – 7, donde 1 = lunes)

Hay que aclarar que el cambio del símbolo o dígito del año se produce cuando comienza la semana 01 de cada año, y esta, es aquella que contiene al primer jueves de dicho año.

Además de las razones antes comentadas para excluir de nuestro estudio el período 1963-abril de 1994 hay otra más, y es que, para dicho período, no disponemos de información sobre el número de serie de la sonda, ni tampoco de su tipo ni fecha de fabricación. A esto hay que añadir que las sondas usadas entre 1963 y 1980 no pudieron ser RS80 y desconocemos, por completo, las características de las sondas que fueron utilizadas. Queda pues más que justificado que nuestro estudio descarte el período 1963-abril de 1994 y quede restringido al período mayo de 1994-abril de 2011.

Para el cálculo y aplicación de las correcciones se han desarrollado dos programas MATLAB. El primero, se limita a calcular la edad d de la sonda leyendo el número de serie de la misma que figura en la cabecera de los ficheros y extrayendo la información adecuada para procesarla convenientemente. Este script produce un fichero final de salida donde figuran cuatro columnas que son: nombre del fichero del sondeo, número de serie de la sonda usada, tipo de sonda usada, edad (año.decimal). Este fichero se usará, junto a los ficheros texto de los sondeos, como entrada a un segundo programa que es el que implementa el algoritmo de la figura 2.2.2.1. calculando y aplicando propiamente las correcciones en base a la edad de cada sonda y a la fecha de su calibración siguiendo las directrices y explicaciones de (Wang y coautores, 2002).

Los pasos que sigue el algoritmo de corrección y que vienen detallados en el esquema de la figura 2.2.2.1. son:

a) Deshacer la corrección *Ground-Check (GC)*

Una vez calculada la edad de la sonda, el primer paso del algoritmo consiste en deshacer la corrección del *Ground-Check (GC)*. Esta corrección es una calibración in-situ de la presión, humedad relativa y temperatura previas al lanzamiento y basada en medidas de radiosonda para valores de referencia. Las correcciones GC se aplican automáticamente por el software de la radiosonda Vaisala al perfil completo del sondeo aunque el procedimiento proporciona sólo una calibración válida para ciertos valores de referencia. Así, por ejemplo, la corrección GC para la humedad relativa está basada en la medida de la sonda a una humedad relativa de referencia del 0% insertando el sensor (Humicap) de humedad dentro de una caja desecante. Las correcciones GC serían las diferencias entre los valores de referencia y los realmente medidos por la sonda en las mismas condiciones antes del lanzamiento y están pensadas para eliminar posibles errores previos. Sin embargo, debido a errores humanos, contaminación, degradación de los instrumentos de GC con la edad y a otros factores, dichas correcciones, no necesariamente mejoran la precisión de las medidas si no que, probablemente, en algunos casos, incluso la reduzcan si no se hacen adecuadamente. Esta es la razón por la que, antes de aplicar cualquier otra corrección, se opta por deshacer la corrección GC aplicada automáticamente por el software del equipo a todo el perfil del sondeo:

$$U' = U_m - \Delta U'_{GC} \quad (a.1)$$

donde U_m es la humedad relativa medida por la radiosonda que incluye la corrección GC, $\Delta U'_{GC}$ es la corrección GC a la humedad aplicada automáticamente por el software de la radiosonda y U' es el valor de humedad original sin la corrección GC.

b) Corrección por *contaminación química* del sensor de humedad

Los tests realizados en laboratorios de Vaisala muestran que la contaminación del material que compone el polímero del sensor de humedad puede causar un error “seco” en la medida de humedad del mismo. Con error “seco” se quiere decir que el sensor mediría menos humedad que la que le correspondería si no estuviese contaminado. Esto es así porque las moléculas contaminantes ocuparían ciertas partes sobre la superficie del polímero que reducirían la capacidad de éste para absorber moléculas de agua sobre dichas zonas. La fuente de contaminación química de la sonda es el propio material de embalaje de la misma que despiden partículas gaseosas al interior de la bolsa en la que la sonda es sellada al vacío. La magnitud del error “seco” es una función del tipo de sensor de humedad y de la edad de la sonda (ya que, cuanto más tiempo haya estado la sonda embalada antes de ser utilizada en el lanzamiento, más partículas gaseosas habrán contaminado la superficie del sensor). El polímero de tipo “A” es menos sensible a la contaminación que el polímero de tipo “H” y es más selectivo al agua que este último.

La corrección por contaminación se basa en los resultados realizados en laboratorio de una serie de tests de precisión, de eliminación de contaminación por calor, de identificación de fuentes de contaminación y de acciones preventivas usando diferentes materiales absorbentes. Según estos estudios se obtuvo, para la contaminación promedio, un polinomio de ajuste y un modelo de corrección de la contaminación basado en el tipo de sensor (A ó H), la edad de la sonda (d) y la humedad relativa U

(expresada en porcentaje) a la temperatura de calibración básica del sensor. Para la sonda RS80-A la corrección viene dada por:

$$C_{CA} = [ka_0 + ka_1 \times d + ka_2 \times d^2] \times [pa_0 + pa_1 \times U + pa_2 \times U^2 + pa_3 \times U^3] \quad (b.1)$$

Y para la sonda RS80-H la corrección viene dada por:

$$C_{CH} = [kh_0 + kh_1 \times d + kh_2 \times d^2 + kh_3 \times d^3 + kh_4 \times d^4] \times [ph_0 + ph_1 \times U + ph_2 \times U^2 + ph_3 \times U^3] \quad (b.2)$$

Los coeficientes de los ajustes toman los siguientes valores:

$$\begin{aligned} ka_0 &= 0.066704 & ka_1 &= 0.39114 & ka_2 &= -0.04026 \\ pa_0 &= 0.6678 & pa_1 &= 0.0854 & pa_2 &= 0.0004 & pa_3 &= -1.0013 \times 10^{-5} \\ kh_0 &= 0.018866 & kh_1 &= 1.978206 & kh_2 &= -1.34278 & kh_3 &= 0.36915724 \\ kh_4 &= -0.03241 & ph_0 &= 1.6994 & ph_1 &= 0.1368 & ph_2 &= -0.0018 & ph_3 &= 1.4105 \times 10^{-5} \end{aligned}$$

Conociendo el tipo de sensor y la edad de la sonda, lo único que nos falta para poder aplicar el modelo de corrección por contaminación, es conocer la humedad relativa U a la temperatura de calibración básica del sensor. Sin embargo, nosotros necesitamos determinar el error por contaminación, no para U , sino para las medidas U' de la sonda a la temperatura ambiente t ($^{\circ}$ C) en el perfil del sondeo. Entonces procederemos en dos fases separadas. En la primera fase, determinamos a partir de los valores U' el perfil de los correspondientes valores U a las temperaturas de calibración básica del sensor aplicando un *modelo de dependencia con la temperatura (modelo TD)* que relaciona ambos perfiles de humedad y que viene dado, para la sonda RS80-A, por:

$$U = -2.22168 + 0.999634 \times U' + [0.11108 + 1.83105 \times 10^{-5} \times U'] \times t \quad (b.3)$$

y, para la sonda RS80-H, por:

$$\begin{aligned} U &= -0.61 + 0.9561 \times U' + [0.031 + 0.00359 \times U'] \times t \\ &+ [-0.00033 - 0.0000727 \times U'] \times t^2 \\ &+ [-0.0000014 - 9.6 \times 10^{-8} \times U'] \times t^3 \\ &+ [-3.1 \times 10^{-9} + 5.431 \times 10^{-9} \times U'] \times t^4 \end{aligned} \quad (b.4)$$

Una vez obtenido el perfil U de humedades de calibración corregiremos este por el error de contaminación aplicando la ecuación correspondiente al tipo de sensor, en nuestro caso, ecuación (b.1). Debemos hacer también una corrección adicional C_{MA} debido al *error del modelo de calibración básica*, que explicaremos en el siguiente apartado, de tal manera que nuestro nuevo perfil de humedades de calibración corregidas por contaminación y por el error del modelo de calibración básica vendría dado por:

$$Uc = U + C_{CA} + C_{MA} \quad (b.5)$$

Finalmente, en la segunda fase, transformamos el perfil U_c de humedad de calibración corregido en el correspondiente perfil corregido de humedad a la temperatura ambiente t que denominaremos U'_c aplicando, en sentido inverso, la ecuación correspondiente al tipo de sensor del modelo de dependencia con la temperatura, en nuestro caso ecuación (b.3). De esta manera, U'_c representa el perfil de humedad real medido por el sondeo pero corregido por contaminación y por errores en el modelo de calibración del sensor. Tendremos, entonces, para la RS80-A:

$$U'_c = \frac{U_c + 2.22168 - 0.11108 \times t}{0.999634 + 1.83105 \times 10^{-5} \times t} \quad (\text{b.6})$$

donde t es la temperatura en grados Celsius. Para la sonda RS80-H, sería:

$$U'_c = \frac{U_c + 0.61 - 0.031 \times t + 0.00033 \times t^2 + 0.0000014 \times t^3 + 3.1 \times 10^{-9} \times t^4}{0.9601 + 0.00359 \times t - 0.0000857 \times t^2 + 9.3 \times 10^{-8} \times t^3 + 6.931 \times 10^{-9} \times t^4} \quad (\text{b.7})$$

c) Corrección por error del modelo de calibración básica

La curva de calibración básica individual para cada sensor de humedad Vaisala viene determinada por el ajuste a través de unos puntos de calibración de referencia en los que se toma la medida del sensor. El promedio de la diferencia entre estas medidas y el ajuste es el error del modelo de calibración. Para el caso de la sonda RS80-A, este error se puede modelar por el siguiente polinomio:

$$C_{MA} = A_0 + A_1 \times U + A_2 \times U^2 + A_3 \times U^3 + A_4 \times U^4 \quad (\text{c.1})$$

y, para la sonda RS80-H, sería:

$$C_{MH} = H_0 + H_1 \times U + H_2 \times U^2 + H_3 \times U^3 \quad (\text{c.2})$$

donde los coeficientes $A_0 = 0.0143$ $A_1 = -0.3677$ $A_2 = 0.019$
 $A_3 = -0.00029791$ $A_4 = 1.4298 \times 10^{-6}$ $H_0 = -0.3019$ $H_1 = -0.0081$ $H_2 = 0.0011$
 $H_3 = -1.23 \times 10^{-5}$

Wang et al. (2002) no aplican esta corrección porque argumentan que en el laboratorio donde fue desarrollada estuvieron dentro de una cámara de humedad y estabilizados durante un período largo de tiempo (entre 30 y 60 minutos). En este período es cuando el sensor manifiesta una tendencia o “drift” de aumento dando, para humedades altas, valores excesivos. Sin embargo, durante el ascenso del globo del sondeo en la atmósfera real, la humedad cambia rápidamente y el sensor no tiene tiempo de manifestar esta tendencia a menos que el globo permanezca dentro de una nube por un período largo de tiempo. Nosotros, sin embargo, hemos preferido aplicarla, ya que, en nuestro estudio, no podemos garantizar que el globo no haya permanecido en más de una ocasión dentro de alguna nube de gran espesor o dentro de una zona de la atmósfera de alto contenido en humedad el tiempo suficiente como para que el sensor manifieste esa tendencia. En Tenerife, el valor normal de la humedad relativa está en torno al 60-

70% y no es infrecuente que dicha humedad se mantenga en estos valores o incluso más altos en estratos espesos de forma que el globo tarde del orden de 10 minutos o más en superarlos. Un valor de un 70% de humedad relativa supone una corrección de -0.48% de humedad debido a esta tendencia.

d) Corrección TD por error del modelo de dependencia con la temperatura

La dependencia de los sensores con la temperatura es, por naturaleza, no lineal. Sin embargo, el modelo TD que nosotros hemos usado en la ecuación b.3 para la sonda RS80-A es una función lineal de la temperatura. Esto introduce un error por el uso de dicho modelo, que en el caso que nos ocupa, sonda RS80-A, es necesario tener en cuenta. En el caso de la sonda RS80-H este error es despreciable porque es mucho más pequeño que el de la RS80-A. Además, el modelo TD usado en la ecuación b.4 para la RS80-H es no lineal (más parecido a la realidad).

La corrección por el uso del modelo lineal de dependencia con la temperatura para la RS80-A (ecuación b.3) viene dada por:

$$C_{TA} = \frac{U'_c}{U_{MAX} - C'_{TA}} \times C'_{TA} \quad (d.1)$$

En esta expresión, $C'_{TA} = C_0 + C_1 \times t + C_2 \times t^2 + C_3 \times t^3 + C_4 \times t^4 + C_5 \times t^5$ (d.2) siendo t la temperatura ambiente en grados Celsius. C'_{TA} representa la corrección por el uso del modelo al nivel de saturación. Los coeficientes del polinomio toman los siguientes valores:

$$\begin{aligned} C_0 &= 0.3475 & C_1 &= 0.0283 & C_2 &= 4.2090 \times 10^{-4} & C_3 &= -1.4894 \times 10^{-4} \\ C_4 &= 6.4325 \times 10^{-7} & C_5 &= 2.1677 \times 10^{-8} \end{aligned}$$

U_{MAX} es la saturación de humedad relativa con respecto al agua y vale:

$$\begin{aligned} U_{MAX} &= 99.8526 + 0.9442 \times t + 0.0034 \times t^2 & (t < 0^\circ C) \\ U_{MAX} &= 100 & (t \geq 0^\circ C) \end{aligned}$$

La corrección TD por el uso del modelo lineal de dependencia con la temperatura es una de las dos componentes principales de error (junto al error por contaminación) de la corrección total para el sensor RS80-A. De hecho, la corrección TD es la que domina la corrección total a temperaturas por debajo de -40 °C.

e) Corrección por envejecimiento del sensor (GC modelado)

Este es también un error “seco” que se produce debido a la inestabilidad a largo plazo de los sensores durante su almacenaje por un cierto período de tiempo. Esta inestabilidad da lugar a un decaimiento o “drift” en la sensibilidad al vapor de agua del sensor y su capacidad para medir vapor de agua disminuye. Este tipo de error puede ser parcialmente corregido aplicando la corrección de Ground-Check. Pero debido a los problemas previamente comentados con esta corrección es mejor aplicar un modelo de corrección Ground-Check que sea función de la edad de la sonda y que haya sido obtenido a partir de medidas de tests realizadas en laboratorio. Esto lo denominaremos

Ground-Check modelado. Para el caso de la sonda RS80-A, el Ground-Check modelado sería:

$$\Delta U_{GC_A} = 0.0666 + 0.8 \times d - 0.104 \times d^2 \quad (e.1)$$

donde d es la edad de la sonda en años. Para la sonda RS80-H, sería:

$$\Delta U_{GC_H} = -0.1638 + 1.4766 \times d - 0.2257 \times d^2 \quad (e.2)$$

De esta manera, para nuestra sonda RS80-A, la humedad relativa a la temperatura ambiente, corregida por contaminación química del sensor, por error de calibración básica, por dependencia con la temperatura del sensor y por envejecimiento del mismo vendría dada por:

$$U'_{c1} = U'_c + C_{TA} + \Delta U_{GC} \quad (e.3)$$

y, para la sonda RS80-H, sería:

$$U'_{c1} = U'_c + \Delta U_{GC} \quad (e.4)$$

En estas ecuaciones U'_c vendrá dado por las ecuaciones (b.6) ó (b.7), según corresponda, y ΔU_{GC} por las ecuaciones (e.1) ó (e.2), según corresponda.

Pero aún queda una última corrección que es la que describimos a continuación:

f) Corrección por calentamiento del brazo del sensor (corrección SAH)

Este es un tipo de corrección que hay que aplicar debido al calentamiento, que durante el día, y previamente al lanzamiento, sufre el brazo del sensor de humedad. Por tanto, no se aplicará en los sondeos que se lancen durante la noche. El calentamiento del brazo del sensor se traduce en una alta presión de vapor de saturación que conduce a una medida erróneamente baja de la humedad relativa. Este efecto persiste durante los primeros 40 – 60 s (200 – 300m) del sondeo y disminuye con el tiempo (altura) debido a la ventilación del brazo a medida que el globo asciende.

La base de la aproximación estadística desarrollada para obtener la fórmula de corrección por este efecto se basa en la humedad relativa medida por la radiosonda a 10s ($U'_{c1_{10s}}$). Se escogió esta cantidad (10s) por dos razones: una, porque la mayoría de los sondeos poseen, al menos, dicha resolución vertical que equivale a tomar medidas cada 50m, aproximadamente. La segunda razón es que en una capa límite bien mezclada y sin que haya inversiones a bajos niveles ni errores en los datos de la radiosonda la humedad relativa medida a 10s debería ser la misma que la medida en la superficie si dichas humedades relativas ya han sido corregidas por todos los errores descritos en las secciones previas. Por esta razón, la diferencia entre ambas humedades corregidas, en superficie ($U'_{c1_{SFC}}$) y a los 10s ($U'_{c1_{10s}}$), es decir, $\Delta U = U'_{c1_{SFC}} - U'_{c1_{10s}}$ se tiene que deber únicamente al error de calentamiento del brazo del sensor, así que aproximadamente, dicha diferencia representa dicho error. En el trabajo de (Wang y coautores, 2002), estos hicieron una representación para 1033

sondeos NCAR, durante el día, de dicha diferencia frente al error por calentamiento del brazo del sensor en superficie, calculado a partir de la medida de la humedad y de la temperatura en superficie por un instrumento independiente de la radiosonda, y de la temperatura en superficie medida por la radiosonda previa al lanzamiento. De ella obtuvieron un ajuste con una correlación de 0.64, de manera que, el error por calentamiento del brazo del sensor en superficie, tanto para una sonda RS80-A como para una sonda RS80_H, y que denominaremos como ΔU_{SAH} , se puede poner en función de ΔU mediante la siguiente relación:

$$\Delta U_{SAH} = 3.284 + 0.192 \times \Delta U + 0.013 \times \Delta U^2 \quad (f.1)$$

Ahora bien, tal y como comentamos anteriormente, el efecto del calentamiento persiste entre los 40-60s de sondeo. Así que sólo lo aplicaremos a los 50 primeros segundos y para los sondeos diurnos, no los nocturnos. Para deducir qué corrección deberemos aplicar en función del tiempo en base a la que hemos calculado en superficie (ecuación f.1), aplicaremos la siguiente ecuación:

$$\Delta U_{SAH_i} = \Delta U_{SAH} \times \exp\left(-\frac{t_i}{13}\right) \quad (f.2)$$

Donde t_i es el tiempo (s) en los primeros 50 segundos y 13 es la constante de tiempo térmico del brazo del sensor de humedad.

Decir por último que, la corrección SAH, sólo puede aplicarse cuando los sondeos tienen, al menos, 10s de resolución vertical. En nuestro caso, es así.

El dato final de humedad corregido sería entonces:

$$U_{mC} = U'_{C1} + \Delta U_{SAH_i} \quad (f.3)$$

2.2.3 Corrección de los errores en las sondas RS92

Aunque hay autores como Miloshevich et al. (2004 y 2009) ó Vömel et al. (2007) que han propuesto una serie de correcciones y mejoras al tratamiento de los datos de las sondas RS92, nosotros seguiremos el esquema y las indicaciones de corrección propuestas por Vaisala, y que se pueden encontrar en el siguiente enlace:

<http://www.vaisala.com/weather/products/datacontinuity.html>

Aquí se describen los principales cambios que, según Vaisala, afectan a la continuidad de los datos y que son aplicables a uno o varios de los parámetros medidos por los distintos tipos de radiosondas RS92 que se han venido usando desde ciertas fechas. Según Vaisala unos cambios pueden ser detectados e identificados atendiendo al número de serie de la sonda, y otros, a la versión del software del sondeo DigiCORA y la configuración usada por el usuario. Empezaremos, primero, comentando qué correcciones, propuestas por Vaisala y que puedan afectar a la continuidad de los datos aplicaremos en nuestro estudio particular, y luego, explicaremos cuáles no y por qué.

g) Corrección por dependencia con la temperatura del sensor de humedad

Esta corrección la aplicaremos a la humedad relativa medida por las sondas RS92 construidas antes del 6 de abril de 2004, y se basa en la siguiente fórmula:

$$U_c = U_m + dU_0 + \frac{U_m}{U_s} \times dU_s \quad (\text{g.1})$$

Aquí, U_c es la humedad relativa corregida, U_m es la humedad relativa medida, U_s es la humedad de saturación, dU_s es la corrección de humedad en la saturación y dU_0 es la corrección de humedad al 0% de humedad relativa.

Para aplicar la ecuación g.1 nos servimos de la tabla que Vaisala proporciona en su página web y que reproducimos aquí:

| T | US | dUS | dUo | T | US | dUo | dUs |
|-----|-------|------|------|-----|------|------|-------|
| C° | %rh | %rh | %rh | C° | %rh | %rh | %rh |
| 40 | 100.0 | -1.1 | -0.1 | -30 | 74.6 | 0.0 | -1.9 |
| 30 | 100.0 | 0.2 | -0.1 | -35 | 71.0 | 0.0 | -2.4 |
| 25 | 100.0 | 0.5 | 0.0 | -40 | 67.6 | -0.1 | -3.0 |
| 20 | 100.0 | 0.8 | 0.0 | -45 | 64.3 | -0.2 | -3.7 |
| 15 | 100.0 | 0.8 | 0.0 | -50 | 61.1 | -0.2 | -4.4 |
| 10 | 100.0 | 0.8 | 0.0 | -55 | 58.2 | -0.3 | -5.1 |
| 5 | 100.0 | 0.7 | 0.1 | -60 | 55.4 | -0.5 | -6.0 |
| 0 | 100.0 | 0.5 | 0.1 | -65 | 52.9 | -0.6 | -7.0 |
| -5 | 95.2 | 0.2 | 0.1 | -70 | 50.4 | -0.8 | -8.2 |
| -10 | 90.8 | -0.2 | 0.1 | -75 | 48.2 | -0.9 | -9.4 |
| -15 | 86.5 | -0.6 | 0.1 | -80 | 46.1 | -1.1 | -10.6 |
| -20 | 82.3 | -1.0 | 0.1 | -85 | 44.2 | -1.3 | -11.8 |
| -25 | 78.4 | -1.4 | 0.0 | -90 | 42.4 | -1.4 | -12.8 |

Tabla g.1. Correcciones Vaisala a la humedad medida por la RS92 antes del 6 de abril de 2004.

Para los valores de temperatura intermedios comprendidos entre los que figuran en la tabla hacemos una interpolación lineal.

h) Corrección por radiación solar del sensor de temperatura

A partir del 1 de noviembre de 2005 se ha realizado un ajuste más fino a la corrección por radiación solar al sensor de temperatura que ya se venía aplicando anteriormente de forma automática por el software del equipo. La nueva corrección también se realiza automáticamente por el software y viene dada en una tabla que no reproducimos aquí ya que, lo que nos interesa, es la tabla diferencia entre ambas correcciones (antes y después de noviembre de 2005) de manera que podamos aplicarla a los datos previos a dicha fecha. Esta tabla diferencia entre la corrección actual y la original viene dada en función de la presión y del ángulo de elevación solar y es la que reproducimos aquí. La hemos tomado de la web de Vaisala:

| Elevation angle [degrees] | Night | -5 | -3 | 0 | 3 | 10 | 30 | 45 | 60 | 90 |
|---------------------------|---------|----------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Sea Level | 0 °C | 0 °C | 0 °C | 0 °C | 0 °C | 0 °C | 0.01 °C | 0.03 °C | 0.03 °C | 0.04 °C |
| 500 hPa | 0 °C | 0 °C | -0.01 °C | 0 °C | 0.02 °C | 0.04 °C | 0.06 °C | 0.05 °C | 0.05 °C | 0.04 °C |
| 200 hPa | 0 °C | 0 °C | -0.01 °C | 0.02 °C | 0.03 °C | 0.04 °C | 0.05 °C | 0.04 °C | 0.04 °C | 0.05 °C |
| 100 hPa | 0 °C | 0 °C | -0.02 °C | 0.04 °C | 0.05 °C | 0.06 °C | 0.07 °C | 0.06 °C | 0.06 °C | 0.06 °C |
| 50 hPa | 0 °C | 0 °C | 0.04 °C | 0.09 °C | 0.11 °C | 0.12 °C | 0.13 °C | 0.11 °C | 0.12 °C | 0.12 °C |
| 30 hPa | 0 °C | -0.01 °C | 0.07 °C | 0.13 °C | 0.15 °C | 0.15 °C | 0.15 °C | 0.13 °C | 0.14 °C | 0.15 °C |
| 20 hPa | 0 °C | 0.10 °C | 0.1 °C | 0.17 °C | 0.18 °C | 0.20 °C | 0.19 °C | 0.17 °C | 0.17 °C | 0.18 °C |
| 10 hPa | 0.01 °C | 0.21 °C | 0.12 °C | 0.19 °C | 0.21 °C | 0.22 °C | 0.20 °C | 0.18 °C | 0.19 °C | 0.20 °C |
| 5 hPa | 0.01 °C | 0.23 °C | 0.09 °C | 0.20 °C | 0.23 °C | 0.24 °C | 0.24 °C | 0.21 °C | 0.21 °C | 0.23 °C |

Tabla h.1. Diferencia de correcciones Vaisala por radiación solar a la temperatura del sensor en función de la presión y del ángulo de elevación solar para la sonda RS92 antes y después del 1 de noviembre de 2005.

Por tanto, a los datos de temperaturas de la RS92 previos al 1 de noviembre de 2005 hay que sumarles las cantidades que figuran en la tabla, según los valores de presión y el ángulo solar. Para evaluar la corrección en niveles intermedios entre presiones y ángulos de elevación solar que figuran en la tabla, realizamos una interpolación lineal 2D. Obsérvese que para los sondeos nocturnos no procede la corrección si no es para presiones de 10hPa o inferiores. Como en nuestro estudio no trabajamos con presiones tan bajas, estas correcciones por radiación a la temperatura sólo las aplicamos a los sondeos diurnos.

2.2.4 Correcciones a las RS92 no aplicadas en nuestro estudio

i) Corrección por continuación del calentamiento de los sensores de humedad hasta -60°C

Habíamos comentado en la introducción de esta Nota, que las sondas RS92 disponían de dos sensores de humedad que se iban alternando en la medida, de manera que, mientras uno de ellos medía, el otro se calentaba para evitar que el agua condensara sobre su superficie y poder substituir al primero cuando sobre este se hubiese ya formado hielo sobre su superficie. El período de calentamiento de los sensores se paraba cuando se alcanzaban los -40 ° C. Pero, desde marzo de 2005, este período de calentamiento se ha extendido hasta la temperatura de -60 ° C. Esto significa que, en el tramo que va desde -40 ° C hasta -60 ° C, y desde marzo de 2005, la humedad relativa tomará valores mayores que los que se hubiesen medido con las mismas sondas anteriormente a dicha fecha. Este cambio afecta principalmente a aquellos sondeos en regiones donde se dan condiciones de alta humedad en dicho tramo de temperaturas. En Tenerife no estamos en esta situación ya que temperaturas del orden de -40 ° C e inferiores suelen alcanzarse, en promedio, a partir de los 8km de altitud y la humedad, en promedio, a dichas temperaturas no supera el 20%, pudiendo descender incluso hasta cerca del 5% en los meses de verano. Por tanto, esta corrección en nuestro caso la consideramos despreciable y no la aplicaremos.

j) Corrección por mejora del recubrimiento de los contactos de los sensores de humedad

El recubrimiento de los contactos de los sensores de humedad de las RS92 se cambió a partir de septiembre de 2006. Esto se hizo para minimizar el efecto que el calentamiento, durante los sondeos diurnos, producía sobre ellos y que se traducía en una infravaloración de hasta un 5-6% de la medida de humedad relativa. Como dicho efecto era significativo en la alta troposfera y baja estratosfera, y especialmente, en condiciones de alta humedad, tampoco lo hemos considerado en nuestro estudio por las razones apuntadas en el apartado anterior y porque nuestro estudio queda restringido a la troposfera (12km) tal y como se comentó en la introducción de esta nota técnica.

k) Corrección por reforzamiento del sensor de temperatura

Para mejorar la respuesta mecánica del sensor de temperatura y eliminar algunas características no deseadas, su estructura fue reforzada con la integración de fibra de cuarzo a partir de marzo de 2007. Esta mejora se hace apreciable desde los 100hPa, y es especialmente notable, a partir de los 10hPa. Como nuestro estudio se restringe hasta la altura de la tropopausa (12km, unos 200hPa) consideramos que tampoco tiene un efecto importante sobre las medidas y no la consideraremos.

l) Corrección por “time-lag”

Esta corrección no viene considerada en la página web de Vaisala pero hay algunos autores como Miloshevich et al. (2004 y 2009) ó Vömel et al. (2007) que la tienen presente en sus estudios. Según los primeros, el error de “time-lag” se refiere a la variación del tiempo de respuesta del sensor de humedad con la humedad ambiente cuando moléculas de agua se colocan sobre o dentro de la superficie del polímero del sensor mientras éste intenta alcanzar el equilibrio térmico con el medioambiente. El tiempo de respuesta del sensor viene descrito por su constante de tiempo que se define como el tiempo requerido por el sensor para responder al 63% de un cambio instantáneo en la humedad ambiente.

Sin embargo, Vömel et al. (2007) dicen que la corrección “time-lag” sólo se hace significativa y apreciable por encima de los 14km ($T < 68^{\circ} \text{C}$). Por debajo de los 14km, como es nuestro caso, no existen errores residuales apreciables para datos corregidos y no corregidos por “time-lag”. Por tanto, esta corrección no la aplicaremos.

2.2.5 Diferencias de presión y temperatura entre las sondas RS80 y RS92

Del estudio llevado a cabo por Steinbrecht et al. (2008) sabemos que, durante el día y en la estratosfera, las sondas RS80 miden temperaturas más bajas que las RS92. Esta diferencia oscila entre 0.1 K a unos 100 hPa y 0.7 K a unos 10 hPa, aproximadamente. Sin embargo, durante la noche, la diferencia de temperaturas entre ambos tipos de sonda es prácticamente nula. Este hecho podría ser debido quizás a una sobre estimación de la corrección por radiación en las sondas RS80. Por otro lado, en la troposfera, las diferencias simultáneas de temperaturas entre ambos tipos de sondas son, en general, menores a 0.2 K. Las diferencias establecidas entre las temperaturas, según Steinbrecht et al. (2008), pueden cambiar entre diferentes series de fabricación de las sondas, y para el caso de la troposfera, además, el estudio no está bien caracterizado, ya que, los valores obtenidos para tales diferencias presentan un bajo nivel de confianza (inferior al 95%) y la incertidumbre de la medida de la diferencia es alta (del orden de 0.1 K, es decir, del mismo orden o superior a la propia diferencia de temperaturas). Según

Steinbrecht et al. (2008), para niveles por debajo de los 100 hPa, no hay indicación que nos haga pensar en un cambio significativo de temperatura entre los dos tipos de sondas, aunque es posible que, para estudios climáticos, una pequeña diferencia de temperaturas en la troposfera de 0.1 K pueda ser importante dada la pequeña magnitud de las tendencias troposféricas (0.1 K por década).

La tabla 2.2.5.1, extraída del artículo de Steinbrecht et al. (2008), resume las correcciones de temperatura y presión y sus incertidumbres asociadas.

| Presión (hPa) | Temp_RS80 - Temp_RS92 (K) | | | Pres_RS80 – Pres_RS92 (hPa) | |
|---------------|---------------------------|-----------|---------------|-----------------------------|---------------|
| | Día | Noche | Incertidumbre | Diferencia | Incertidumbre |
| 1000 | (-0.07) | (< ± 0.1) | 0.1 | 0 | 0.3 |
| 500 | (-0.08) | (< ± 0.1) | 0.1 | 0.8 | 0.3 |
| 300 | (-0.1) | (0.2) | 0.1 | 0.4 | 0.3 |
| 100 | -0.1 | < ± 0.2 | 0.1 | -0.2 | 0.2 |
| 50 | -0.3 | 0 | 0.1 | -0.2 | 0.2 |
| 30 | -0.4 | 0 | 0.1 | -0.3 | 0.2 |
| 10 | -0.7 | 0 | 0.2 | -0.4 | 0.3 |
| 5 | -1.4 | 0 | 0.7 | -0.5 | 0.6 |

Tabla 2.2.5.1. Diferencias sistemáticas de temperaturas y de presiones entre las sondas RS80 y RS92 de Vaisala. Los valores para las incertidumbres están al 95% de nivel de confianza excepto los que se encuentran entre paréntesis cuyo nivel de confianza es inferior.

Podría aplicarse, por tanto, una corrección simple de primer orden a los datos de temperatura y presión de las sondas RS80, pero esta corrección afectaría fundamentalmente a la estratosfera (presiones por debajo de los 100 hPa), eliminando la mayor parte de las diferencias sistemáticas y dejando una incertidumbre residual menor de 0.3K, mientras que para la troposfera nos quedaría una incertidumbre residual entre 0.1K y 0.2K. Dado que nuestro estudio se centra en la troposfera (presiones superiores a los 200 hPa) entendemos que no es necesario la aplicación de tales correcciones. Para conocer en qué medida afectaría la diferencia sistemática de temperaturas en el cálculo del agua precipitable evaluamos la expresión (2.1) en el intervalo de temperaturas comprendido entre -55°C y 20°C tomando un gradiente térmico vertical de $\frac{-dt}{dz} = -0.6^\circ\text{C}$ por cada hectómetro de elevación y considerando la humedad relativa que varía entre el 5% y el 68% de manera exponencial con la temperatura según la siguiente expresión $hr = 33.9 \times \exp(0.0348 \times t)$, donde t viene expresada en °C. Sumando para todo el perfil las diferencias entre el agua precipitable calculada y la obtenida suponiendo un error en la temperatura de $\pm 0.2\text{K}$ obtenemos que el error en la columna de agua precipitable total sería de $\pm 0.26\text{mm}$. Teniendo en cuenta que los valores mensuales mínimos del agua precipitable en columna sobre Santa Cruz están sobre los 15mm el error representaría algo más del 1.7%, lo cual, podemos considerar como poco significativo.

3. Estudio y tratamiento de las inhomogeneidades

En esta sección presentaremos las series de agua precipitable obtenidas en Santa Cruz y Güímar tras las correcciones efectuadas debidas al tipo de sonda. Estudiaremos matemáticamente la detección de las posibles inhomogeneidades entre ambas series así como su intensidad y alcance estadístico. Luego veremos cómo pueden corregirse, si procede.

Expondremos, únicamente, el estudio detallado aplicado a la serie temporal de los sondeos correspondientes a las 12h UTC. El tratamiento para las 0h UTC es similar y nos limitaremos a reflejar los resultados obtenidos.

En la gráfica 3.1 presentamos, conjuntamente para las 12h UTC, las series de Santa Cruz y Güímar identificando con colores distintos a cada una de ellas. Los sondeos han sido filtrados mediante los dos parámetros de calidad definidos anteriormente de manera que todos ellos tienen un error de integración en el agua precipitable total inferior al 10% y en ellos ha sido posible el cálculo del agua precipitable para todos y cada uno de los 13 estratos definidos como de interés.

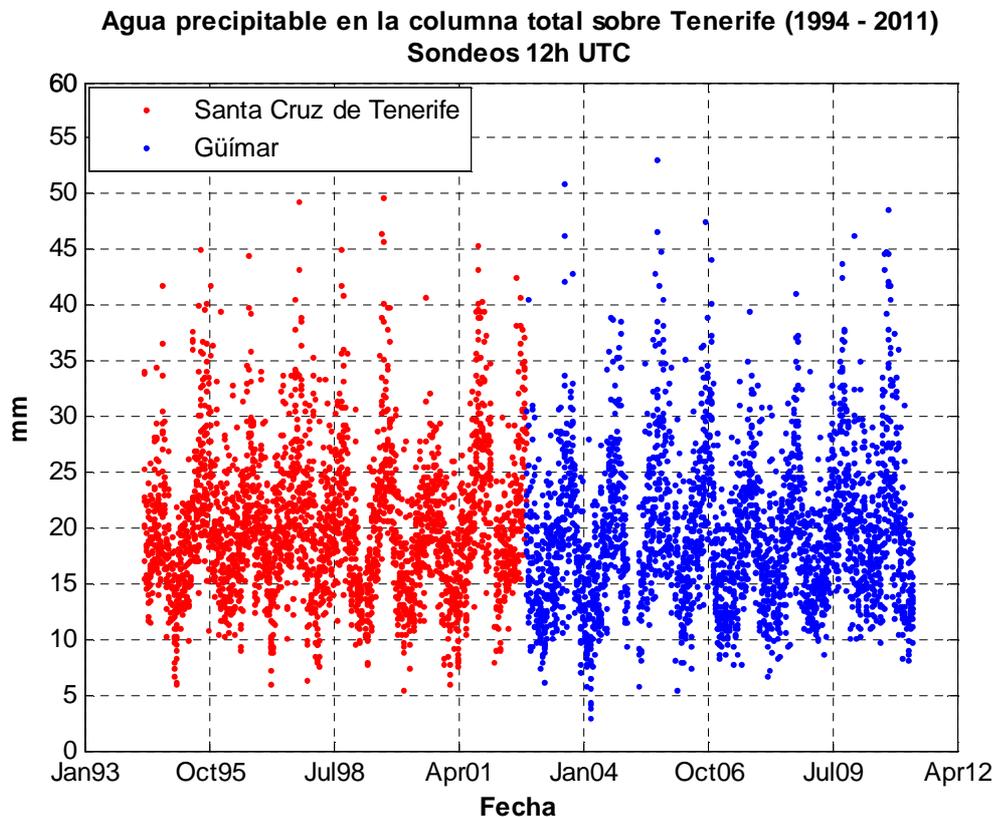


Figura 3.1. Representación conjunta del agua precipitable en Santa Cruz y Güímar a partir de los sondeos de las 12h UTC corregidos por cambio de sonda. El período de cobertura va desde mayo de 1994 hasta abril de 2011. En todos los sondeos se ha podido calcular el agua precipitable para los 13 estratos definidos y el error de integración total es inferior al 10%.

A continuación veamos si ambas series tratadas conjuntamente presentan inhomogeneidades, y en su caso, las caracterizaremos.

Una serie climatológica se dice homogénea si es representativa del clima en los alrededores del punto de observación. Para ello, es necesario que sus variaciones sean causadas única y exclusivamente por el tiempo y el clima, es decir, por causas naturales en el lugar de observación y no por acción de elementos externos como puede ser un

cambio de emplazamiento, o de software, o de sensor, o por un error humano. Esto se traduce matemáticamente en que la media (o mediana) de la distribución y su varianza se mantienen constantes a lo largo del tiempo. En este sentido, homogeneidad estadística sería equivalente a “régimen estadístico estacionario” ya que tendremos una única distribución. Una inhomogeneidad ocurre cuando los datos originan más de una distribución. Tal afirmación ha de entenderse siempre aplicada a la serie una vez que esta ha sido previamente filtrada por su tendencia natural. Es necesario primero restarle a la serie su tendencia, ya que, si no, la media variaría con el tiempo. El problema es que, a su vez, el cálculo de la tendencia está influenciado por las posibles inhomogeneidades que haya. Por tanto, lo ideal sería encontrar algún método que sea aplicable a la serie en sí misma sin que sea necesario eliminar primero la tendencia.

La existencia de inhomogeneidades se manifiesta, entre otras cosas, por la presencia de unos pocos datos anómalos (outliers, en inglés) originados, ya sea por contaminación externa, o bien, por una distorsión provocada por valores legítimos. Así pues, detectada la presencia de una inhomogeneidad (como un salto significativo en la media o mediana, o un cambio importante en la varianza) habría que comprobar si el valor es legítimo o fruto de una contaminación.

Llegados a este punto, es preciso aclarar ciertos conceptos fundamentales relacionados con el estudio de las inhomogeneidades de las series temporales. Normalmente lo que se utiliza en el análisis de la homogeneidad de una serie es un test de contraste de hipótesis el cual no es más que una prueba matemática consistente en discernir si una cierta suposición realizada sobre la distribución de las frecuencias de los valores medidos puede ser o no rechazada con un cierto nivel de confianza o probabilidad. Habitualmente se trabaja con niveles de confianza del 95%. En nuestro caso, y a fin de garantizar al máximo posible los resultados, trabajaremos con un nivel de confianza del 99%.

Por otro lado, existen tests de contrastes de hipótesis en los que se asume que la distribución de frecuencias de los valores medidos puede ser aproximada, de forma bastante razonable, mediante una distribución normal. Sin embargo, en la realidad esto no siempre es así. Este tipo de tests en el que se presupone que la distribución se ajusta a una determinada función o ley se denominan tests **paramétricos**. Son bastante potentes pero hay que ser muy cuidadosos a la hora de aplicarlos ya que su validez depende de que se cumpla o no esa condición preliminar. Existen otro tipo de tests, los denominados **no paramétricos** o de distribución libre los cuales no asumen que los datos sean distribuidos de ninguna forma particular. Las únicas suposiciones que se les exige a los datos es que sean independientes entre sí y que se distribuyan aleatoriamente sobre una distribución continua. Los métodos no paramétricos están a menudo (pero no exclusivamente) basados en rangos.

Si bien es cierto que el logaritmo neperiano del agua precipitable sí presenta una distribución aproximadamente normal, el agua precipitable en sí misma, sin embargo, no se distribuye normalmente, sino que, su distribución, está ligeramente sesgada hacia la izquierda (valores más pequeños), según podemos ver en el histograma de la parte superior de la figura 3.2. Preferiremos, entonces, utilizar métodos de análisis no paramétricos. De ellos, utilizaremos dos: el método de Kolmogórov-Smirnov (en adelante, K-S) para dos muestras y el método de Ansari-Bradley (en adelante, A-B) para la varianza.

En el método de K-S se contrasta la hipótesis (denominada hipótesis nula) de que dos muestras dadas de nuestra serie provienen de la misma distribución continua frente a la hipótesis alternativa de que las muestras proceden de distribuciones continuas diferentes. El estadístico del test es el siguiente:

$$\text{máx}(F_1(x) - F_2(x))$$

Donde $F_1(x)$ es la proporción de valores en la muestra x_1 que son menores o iguales a x y $F_2(x)$ es la proporción de valores en la muestra x_2 que son menores o iguales a x . Trabajando en el entorno MATLAB, la función que realiza el test se denomina *kstest2*. Como argumentos de entrada recibe los vectores (de igual o distinta longitud, x_1 y x_2) que representan las muestras a comparar. Como salida nos da el resultado del test en la variable h . Si $h = 0$ significa que se acepta la hipótesis nula con un nivel de confianza dado (normalmente el 95%); si $h = 1$ significa que se rechaza la hipótesis nula con un nivel de confianza del 95%. También como resultado del test obtenemos una cantidad denominada valor p que representa la probabilidad de obtener un resultado, al menos tan extremo como el que realmente se ha obtenido, (valor del estadístico calculado), suponiendo que la hipótesis nula es cierta. Por tanto, valores altos de p no nos permiten rechazar la hipótesis nula, valores bajos sí. La hipótesis nula se rechaza cuando el valor de p es igual o menor al nivel de significación establecido α , denominado potencia del contraste. Para un cierto nivel de confianza $NC(\%)$, α vale:

$$\alpha = \frac{100 - NC}{100}$$

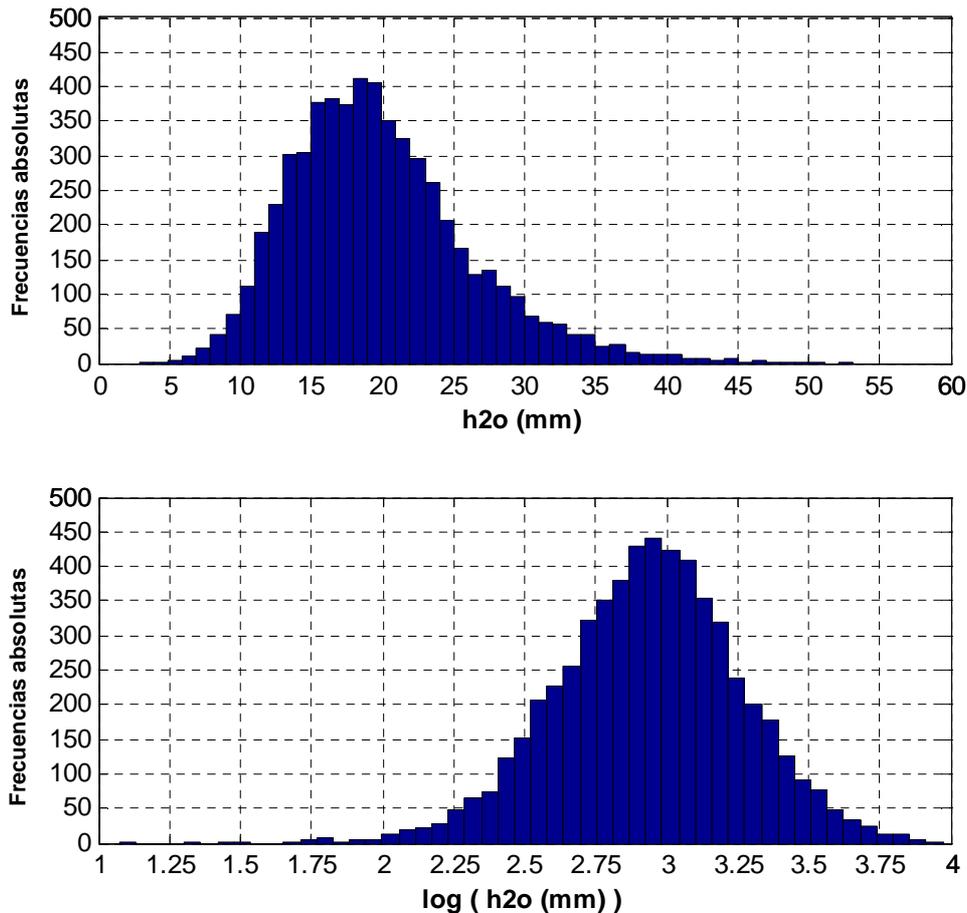


Figura 3.2. Arriba, histograma de la distribución conjunta del agua precipitable de Santa Cruz y Güímar obtenida de los sondeos a las 12h UTC en el período 1994 – 2011. Vemos que existe un ligero sesgo o asimetría hacia la izquierda y que la distribución no es gaussiana o normal. Abajo, tenemos el histograma del logaritmo neperiano del agua precipitable para la misma

serie conjunta. Aquí vemos que la distribución se ha “normalizado” presentando la forma típica de la gaussiana o campana de Gauss.

En el método de A-B, se contrasta la hipótesis nula de que dos muestras independientes x e y que tienen la misma mediana vienen de la misma distribución, frente a la alternativa de que aunque tengan la misma mediana y la misma forma tienen distintas varianzas (ó dispersiones), y por tanto, proceden de distribuciones distintas. La función MATLAB que realiza el test A-B se denomina *ansaribradley*.

El test de trabajo que usaremos para detectar los posibles múltiples puntos de cambio o ruptura de la serie en los cuales se rompe la homogeneidad de la misma debido a un salto en la mediana será el descrito en el artículo de Lanzante (1996). Este tipo de test es una aplicación iterativa de la prueba del test de Wilcoxon-Mann-Whitney, el cual es uno de los test no paramétricos más potentes. En él se asume, como condición para su aplicación, que las muestras tengan igual varianza. Por tanto, el procedimiento que seguiremos será: primero aplicar este test de detección iterativa de puntos de ruptura descrito en Lanzante (1996) a toda la serie conjunta; una vez detectado el primer punto de ruptura (que es el más potente) comprobaremos si las varianzas de las muestras en las que ha quedado dividida la serie conjunta (antes y después de dicho punto) difieren o no significativamente aplicando el test A-B. En caso de que no difieran significativamente, entonces podemos afirmar que el test para la detección de múltiples puntos de ruptura se ha aplicado correctamente y sus resultados son válidos. A continuación caracterizaremos la intensidad del punto de ruptura estudiando la relación señal ruido en las proximidades del mismo, según explicaremos posteriormente. Si la intensidad es grande es que hay un salto significativo en la mediana entre ambas muestras que podemos comprobar aplicando el test K-S. Entonces habría que corregir el salto restando a cada muestra su propia mediana y sumándole la mediana del conjunto. Una vez corregido, habría que comprobar después nuevamente mediante la aplicación del test K-S que las muestras son significativamente homogéneas y no presentan cambios significativos en las medianas. Seguidamente aplicaríamos el test de forma iterativa para encontrar los restantes puntos de ruptura y proceder de forma análoga.

3.1. Método de ponderación doble para la detección de datos anómalos

En la sección anterior veíamos que una de las posibles manifestaciones de la presencia de inhomogeneidades eran los denominados datos anómalos (outliers, en inglés) que son datos marginales de la distribución, es decir, que caen prácticamente fuera de la distribución por ser excesivamente “extremos”. Esto no significa que sean datos necesariamente falsos o contaminados: pueden ser válidos. Por eso, una vez detectados hay que cerciorarse mediante diversas fuentes de su posible validez o bien de su falta de coherencia, en cuyo caso habría que descartarlos.

A este respecto hay que precisar que no es lo mismo el concepto de resistencia estadística que el de robustez estadística. Por robustez de un test o método estadístico se entiende la insensibilidad de este al modelo probabilístico que se asume como base del estudio mientras que por resistencia de un test o método estadístico se entiende la insensibilidad del método al mal comportamiento de algunos datos. Para el caso que nos ocupa de detección de datos anómalos nos interesa trabajar con métodos estadísticos resistentes que sean poco sensibles a la presencia de dichas anomalías.

Siguiendo las directrices del artículo de Lanzante (1996) definiremos dos parámetros o cantidades que son bastante resistentes: la media y la desviación estándar bponderadas o doblemente ponderadas. La ponderación se entiende como la asignación

de un peso a cada dato en función de la distancia de este al centro de la distribución, de manera que, los datos más alejados tendrán un peso menor que los más próximos. Lanzante propone que estos pesos, media y desviación estándar se calculen de la siguiente manera:

$$u_i = \frac{X_i - M}{c \times MAD}, |u_i| < 1.0 ; u_i = 0.0, |u_i| \geq 1.0 \quad (3.1.1)$$

$$\bar{X}_{bi} = M + \left\{ \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - M) \times (1 - u_i^2)^2}{\sum_{i=1}^n (1 - u_i^2)^2} \right\} \quad (3.1.2)$$

$$S_{bi} = \left[n \times \sum_{i=1}^n (X_i - M)^2 \times (1 - u_i^2)^4 \right]^{0.5} / \left| \sum_{i=1}^n (1 - u_i^2) \times (1 - 5 \times u_i^2) \right| \quad (3.1.3)$$

En estas fórmulas, X_i representa las observaciones, n el nº de observaciones, M la mediana, MAD es la desviación absoluta de la mediana que se calcula como la mediana de los valores absolutos de las desviaciones de X_i respecto a la mediana; u_i son los pesos asociados a los valores X_i , la constante c puede tomar un valor entre 6 y 9 dependiendo de la distancia (expresada en desviaciones estándares respecto de la media) que queramos escoger de límite para considerar un dato como anómalo. Nosotros, siguiendo a Lanzante, escogeremos para c un valor de 7.5 lo cual se traduce en un umbral de más de 5 veces la desviación estándar respecto de la media a la hora de considerar un dato como anómalo. Finalmente, \bar{X}_{bi} es la media bponderada y S_{bi} es la desviación estándar bponderada.

La aplicación del filtro de “outliers” a nuestra serie conjunta de agua precipitable total en columna para Santa Cruz-Güímar no arroja ningún dato anómalo. La media bponderada es de **19.3mm** y la desviación estándar bponderada es de **6.2mm**.

3.2. Localización y caracterización de múltiples puntos de ruptura

Una de las condiciones necesarias para que se puedan aplicar los tests de hipótesis es que los valores de las muestras sean independientes entre sí. Para el caso de una serie de agua precipitable con valores diarios, los valores no serían sucesos independientes sino que existiría correlación serial entre ellos ya que la probabilidad de ocurrencia de un cierto valor de agua precipitable en la columna atmosférica para un día concreto va a depender de la persistencia de las condiciones atmosféricas que se dieron durante el día anterior y que propiciaron para ese día un valor determinado de agua precipitable.

Otra cosa distinta ocurre, sin embargo, cuando usamos valores promedio mensuales. En este caso, cada muestra es razonablemente independiente de la otra, ya que, el valor promedio de agua precipitable para un cierto mes, filtra la persistencia entre los valores de datos diarios contiguos.

El test iterativo para la detección de múltiples puntos de cambio o ruptura que presentamos aquí es una prueba que aplicaremos a **datos medios mensuales** y determina cuándo a partir de cierto punto o valor de la serie se produce un cambio significativo en la **mediana** suponiendo que las varianzas de las dos muestras sean iguales. El test está basado en el estadístico de suma de rangos de Wilcoxon-Mann-Whitney.

En la figura 3.2.1 presentamos la serie conjunta Santa Cruz – Güímar para los valores medios mensuales del agua total en la columna atmosférica.

El test desarrollado es una prueba no paramétrica, independiente pues de la forma de la distribución, y se basa en asumir los rangos de los datos desde el comienzo a cada punto de la serie. Supongamos que denotamos como X_i cada uno de los valores de una serie de n valores y por R_i el rango correspondiente al valor X_i . Para cada punto i de la serie calculamos la suma de los rangos desde el comienzo de la serie hasta dicho punto y la denotamos como SR_i de manera que podemos poner que:

$$SR_i = \sum_{j=1}^i R_j \quad (3.2.1)$$

Asimismo definimos una suma ajustada SA_i en cada punto de la serie de la siguiente manera:

$$SA_i = |2 \times SR_i - i \times (n+1)| \quad (3.2.2)$$

A continuación buscamos el máximo de los valores SA_i en el intervalo $[1, n-1]$ y suponemos que este máximo ocurre en el punto n_1 . Si llamamos W al correspondiente valor de la suma de rangos en n_1 , es decir, SR_{n_1} definimos lo siguiente:

$$n_2 = n - n_1 \quad (3.2.3)$$

$$W_{crit} = n_1 \times (n+1) / 2 \quad (3.2.4)$$

$$s_w = [n_1 \times n_2 \times (n+1) / 12]^{0.5} \quad (3.2.5)$$

$$\delta = +0.5 \quad W < W_{crit} \quad (3.2.6)$$

$$\delta = -0.5 \quad W > W_{crit} \quad (3.2.7)$$

$$\delta = 0.0 \quad W = W_{crit} \quad (3.2.8)$$

$$z = (W - W_{crit} + \delta) / s_w \quad (3.2.9)$$

El estadístico z se distribuye aproximadamente como una distribución normal estándar (media 0 y varianza 1). Siempre que n_1 y n_2 sean ambos > 10 se puede usar una tabla de distribución de probabilidad normal o estándar de dos colas para comparar el valor del estadístico z evaluado en el posible punto de ruptura con aquel valor de z correspondiente al nivel de confianza que queramos usar para aceptar la hipótesis nula de igualdad de medianas.

Un punto se considera de ruptura cuando el valor del estadístico en él (fórmula 3.2.9) supera el umbral prefijado correspondiente a un cierto nivel de confianza (el 99% en nuestro caso). En este caso, tenemos que rechazar la hipótesis nula de igualdad de medianas a ese nivel de confianza para dicho dato, luego el dato es un punto de ruptura. Una vez detectado un posible punto de ruptura significativo ajustamos la serie restando a cada muestra el valor de su mediana y sumándole a ambas el valor de la mediana del conjunto.

El test se aplica iterativamente tras cada ajuste y deja de aplicarse cuando, o bien, queda un residuo en una de las dos muestras de menos de 10 valores (n_1 ó n_2), o bien, tras la aplicación, el estadístico queda por debajo del umbral correspondiente al nivel de confianza prefijado para la hipótesis nula de igualdad de medianas, con lo cual, no podemos rechazarla.

Es posible que puedan identificarse falsamente como puntos de ruptura puntos que no lo son debido a que se encuentren en el centro de una serie temporal que presenta una tendencia. La razón de esto es que la media a ambos lados del punto es distinta al haber tendencia. Para solucionar este problema lo que hacemos es estudiar la relación señal-ruido en el punto de cambio como medida de la intensidad de la inhomogeneidad.

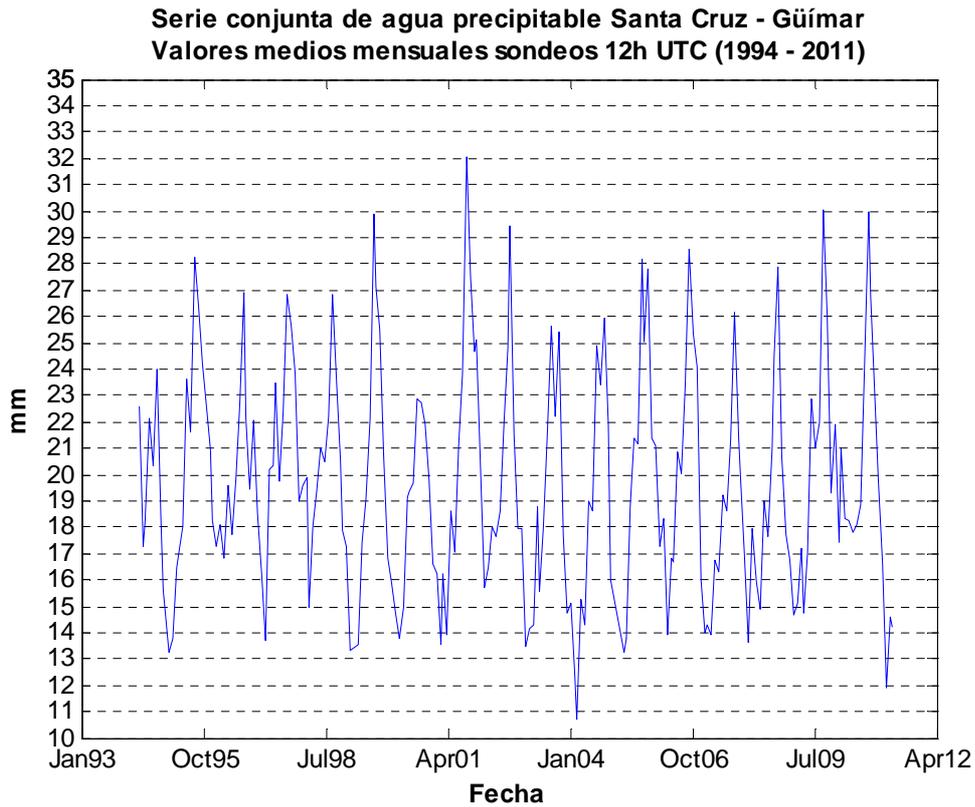


Figura 3.2.1. Valores medios mensuales de agua precipitable total en la columna atmosférica sobre Santa Cruz - Güímar

Procedemos de la siguiente manera:

Sean \overline{XL} y \overline{XR} las medias bponderadas (expresión 3.1.2) de los segmentos a la izquierda y derecha del punto de cambio. Suponemos que dichos segmentos consisten de n_L y n_R valores donde $n = n_L + n_R$. Podemos definir una media genérica \overline{X} y estimar una varianza asociada con la discontinuidad del punto de cambio, que denotaremos como s_D^2 y calcularemos así:

$$\overline{X} = [(n_L \times \overline{XL}) + (n_R \times \overline{XR})] / n \quad (3.2.10)$$

$$s_D^2 = [n_L \times (\overline{XL} - \overline{X})^2 + n_R \times (\overline{XR} - \overline{X})^2] / (n - 1) \quad (3.2.11)$$

A continuación, normalizamos restando \overline{XL} (\overline{XR}) a todos los valores del segmento izquierdo (derecho), respectivamente. Formamos el segmento normalizado unión o combinación de ambos, y sobre él, calculamos la varianza del ruido (s_N^2) como la varianza bponderada (cuadrado de la fórmula 3.1.3). Por último, la razón o ratio señal-ruido evaluada en la discontinuidad o punto de cambio viene dada por el cociente:

$$R_{DN} = \frac{s_D^2}{s_N^2} \quad (3.2.12)$$

Esta ratio es una medida de la importancia o intensidad de la inhomogeneidad o discontinuidad en el punto de ruptura. La cantidad R_{DN} se estima que varíe en el rango [0.05, 0.5] de manera que cuanto más pequeño es su valor menor intensidad o importancia tiene la inhomogeneidad. La experiencia demuestra que este hecho puede ser alterado por una gran longitud de los segmentos a la izquierda y derecha del punto de ruptura, por lo que se aconseja acotar, en cierto límite, la longitud de dichos segmentos. Nosotros acotamos cada uno de ellos en 50 valores máximo.

Vamos a aplicar nuestro test a la serie de valores medios mensuales del agua precipitable total en la columna atmosférica sobre Santa Cruz – Güímar (figura 3.2.). Luego, lo aplicaremos por separado para cada uno de los trece estratos definidos al principio del capítulo 2. Para la columna total y cada uno de los estratos comprobaremos, cuando proceda, que las varianzas a izquierda y derecha de los posibles puntos de cambio no difieren significativamente aplicando el test de Ansari-Bradley.

Trabajaremos a un nivel de confianza del 99%, o lo que es lo mismo, a una significancia del 1%. Esto significa que, en un test de dos colas, el valor absoluto del estadístico z (fórmula 3.2.9) de un candidato a punto de ruptura o discontinuidad deberá superar el valor de **2.58**. A este nivel de confianza es razonable pensar que, casi con total seguridad, existe una ruptura.

Dado un candidato, iremos variando el valor de la ratio señal-ruido en 0.05, 0.1, 0.3 y 0.5 para acotar la intensidad asociada con la ruptura. Si la ratio es inferior a 0.05 consideraremos que la ruptura no es significativa y podría formar parte de la propia tendencia de la serie, por tanto no consideraremos dicha ruptura. En cualquier otro caso en los que la ruptura pudiera dar una ratio mayor o igual a 0.05 haríamos la corrección que comentamos de restar las medianas propias a cada muestra antes y después del punto de ruptura y sumarle a ambas la mediana conjunta de las dos.

Los resultados obtenidos muestran que para la columna de agua total no se dan rupturas al 99% de nivel de confianza en la serie conjunta Santa Cruz y Güímar. Considerando los estratos por separado, sólo en el primer estrato (hasta 1500m) y en los dos últimos (10000-11000m y 11000-12000m) se dan puntos de posibles rupturas al 99% de confianza que vamos a analizar.

En el primer caso: estrato superficial o más bajo, hasta 1500m, la posible ruptura se produce en **octubre de 2002**. Justamente esta es la fecha en la que el equipo de radiosondeo se cambia por una versión automatizada y se traslada desde Santa Cruz de Tenerife al término municipal de Güímar. El estadístico z del test daba para esta fecha un valor de **2.67**, superior por tanto a **2.58**, que era el umbral que marcaba el nivel de confianza del 99%. Aplicando **el test de K-S** a las muestras a uno y otro lado de este punto de cambio nos sale que no podemos aceptar que las muestras son homogéneas. Esto es debido a que no tienen la misma mediana. En efecto, la mediana antes y después del punto toma valores de 11.88 y 11.23, respectivamente. Esto supone una diferencia de 0.65 entre ambas. Las varianzas, en cambio, toman valores de 3.53 y 3.95, antes y después del punto, lo que supone una diferencia de 0.42 entre ellas. Sin embargo, si aplicamos **el test de A-B** restándoles previamente a las muestras su mediana correspondiente para reducir ambas muestras a la misma mediana (mediana 0) y así poder aplicar con validez dicho test, resulta que no podemos descartar a un nivel de confianza del 99% la hipótesis nula de este test que consiste en suponer que las dos muestras tienen la misma varianza (o lo que es lo mismo, que sus varianzas no difieren significativamente). El valor p que proporciona el test es de 0.63. Así pues, tenemos medianas que difieren pero varianzas razonablemente similares. Evaluando la relación señal-ruido para esa fecha resulta que es de **0.035** inferior a **0.05** con lo que la intensidad de la ruptura es demasiado débil como para ser considerada, en su conjunto, una inhomogeneidad significativa. Debido a esto, no haremos ninguna corrección a la misma y consideraremos que hay homogeneidad.

Para el caso de los dos últimos estratos: capas 10000-11000m y 11000-12000m el estadístico z del test supera en ambos casos el umbral de **2.58**. Para la primera capa, el estadístico es de **3.22**, y para la segunda, es de **3.99**. Esto significa que hay posible ruptura en ambos estratos al nivel de confianza del 99%. Para los dos estratos

considerados, la fecha donde se da esa posible ruptura es **noviembre de 2005**. Análogamente a lo ocurrido anteriormente, la aplicación del test de K-S nos permite rechazar la hipótesis nula de que ambas muestras vengan de la misma distribución. Esto es así porque no tienen la misma mediana. Con la aplicación del test de A-B, restando previamente sus propias medianas a cada una de las muestras para que el test sea válido, nos permite considerar varianzas iguales para el primero de los dos estratos con un valor p de 0.42 y varianzas distintas para el último. Por desgracia, para ninguno de estos dos estratos ha sido posible evaluar la relación señal-ruido en dicha fecha ya que para ambos no funciona la asignación de pesos a la varianza bponderada al ser la desviación absoluta de la mediana igual a 0. Así que, a priori, podríamos pensar que no podemos conocer la intensidad de la ruptura. Sin embargo, afortunadamente, sabemos que los últimos estratos contienen muy poca agua. En concreto, la cantidad de agua en el penúltimo estrato para todas las fechas es inferior o igual a **0.03mm**, estando la media en 0.0173mm, la desviación estándar en 0.007mm y la mediana en 0.02mm. Para el último estrato, la cantidad de agua es del orden de **0.01mm** (sólo hay algunos pocos valores en 0.02mm), la media está en 0.007mm, su desviación estándar en 0.005mm y la mediana en 0.01mm. Evidentemente la aportación de estos últimos estratos a la cantidad de agua total en la columna es ínfima: prácticamente está en el límite de detección. Por esta razón, la discontinuidad o inhomogeneidad no afectará significativamente a la estadística del agua precipitable. Así que tampoco la consideraremos, ni haremos corrección alguna. No sabemos por qué se produce esta ruptura en noviembre de 2005 para los dos últimos estratos. No disponemos de metadatos o información sobre lo que pudo haber ocurrido por entonces. Lo que está claro es que la posible inhomogeneidad que podría haber sido debida al cambio de sonda RS80 a RS92 que se produjo a finales de mayo de 2005, ha quedado anulada tras las correcciones aplicadas a las sondas, lo que nos permite afirmar que tales correcciones han sido satisfactorias.

En resumen, cuando hemos aplicado el test de detección múltiple a la columna total no ha salido ningún punto de ruptura significativo al nivel de confianza del 99%. Esto se interpreta como que las inhomogeneidades detectadas en los estratos antes comentados (el primero y los dos últimos) no suponen en realidad ningún problema para el tratamiento de ambas series de Santa Cruz de Tenerife y Güímar como una única serie homogénea y aplicar el estudio estadístico a ambas. Por tanto, aunque inicialmente pensábamos que Santa Cruz de Tenerife y Güímar debían de tratarse como series distintas y separadas, una vez hechas las correcciones por cambio de sondas y detectadas y estudiadas las posibles rupturas debidas a cambios de emplazamiento, hemos comprobado que a efectos de agua precipitable, pueden ser consideradas a todos los niveles como una única serie homogénea y el estudio estadístico que hagamos será representativo tanto en un lugar como en el otro.

Todo lo dicho hasta aquí se extiende también a los sondeos a las 0h UTC. El estudio es completamente similar y se obtienen resultados análogos.

La figura 3.2.2 nos muestra la serie de agua precipitable para los sondeos a las 0h UTC.

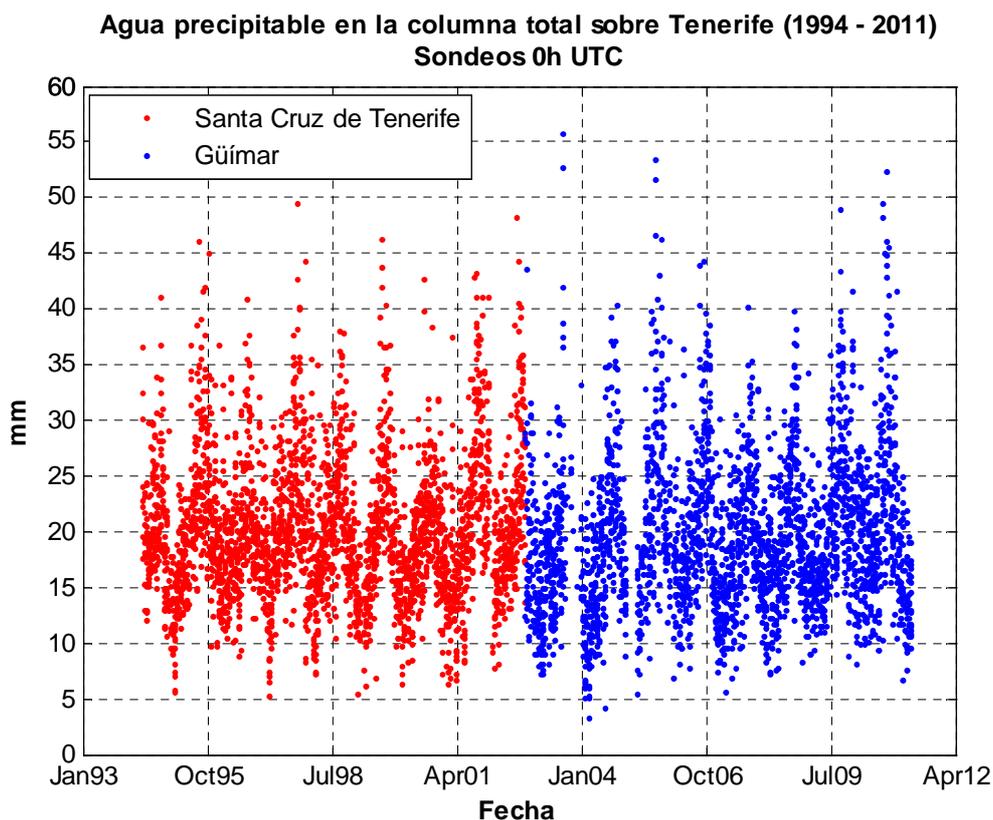


Figura 3.2.2. Representación conjunta del agua precipitable en Santa Cruz y Güímar a partir de los sondeos de las 0h UTC corregidos por cambio de sonda. El período de cobertura va desde mayo de 1994 hasta abril de 2011. En todos los sondeos se ha podido calcular el agua precipitable para los 13 estratos definidos y el error de integración total es inferior al 10%.

3.3. Aplicación a las series originales y corregidas. Discusión de resultados.

La aplicación del método propuesto a las series corregidas por tipo de sonda y a las series originales, tanto para las 0h UTC como para las 12h UTC, arroja los resultados expresados en la tabla 3.3.1. Las diferencias en el agua precipitable total en la columna atmosférica sobre Tenerife entre ambas series vienen representadas, en función del tiempo y en función del tipo de sonda utilizada, en las gráficas de la figura 3.3.1. En ellas también se han marcado las fechas aproximadas de las inhomogeneidades detectadas así como del cambio de emplazamiento y cambio de tipo de sonda. De esta manera, podemos ver a “*grosso modo*” cómo han influido en la medida del agua precipitable total las diversas correcciones instrumentales efectuadas.

Lo primero que observamos de la tabla 3.3.1 es que, para la columna total, todas las series son homogéneas. Sin embargo, en las dos series originales hay múltiples puntos de ruptura para determinados estratos. La intensidad de dichas rupturas (en azul entre paréntesis) es significativa en todas ellas puesto que superan el umbral de 0.05. Pero estamos hablando de una significación relativa porque, exceptuando la que hay en el estrato de 2km para la serie de las 12h, las rupturas se producen a partir de los 8km con lo que la contribución a la cantidad de agua total por estrato es del orden de la décima de mm o inferior. En cualquier caso, cuando se aplican las correcciones por cambio de sonda, todas las inhomogeneidades significativas asociadas a los estratos desaparecen, tanto en la serie de las 0h como en la de las 12h. Un hecho curioso a comentar es que en

| Estrato\Serie | Orig. 0h | Orig. 12h | Corr. 0h | Corr. 12h |
|---------------|---|------------------------------------|----------|------------------|
| Columna | Z=1.92 | Z=1.75 | Z=1.90 | Z=1.92 |
| 1.5 km. | Z=1.76 | Z=1.62 | Z=2.18 | Oct 2002 (0.035) |
| 2.0 km. | Z=2.52 | Ago 2001 (0.11) | Z=1.20 | Z=1.75 |
| 2.5 km. | Z=2.07 | Z= 2.47 | Z=1.49 | Z=1.27 |
| 3.0 km. | Z=1.62 | Z=1.68 | Z=1.63 | Z=1.55 |
| 4.0 km. | Z=1.53 | Z=1.29 | Z=1.24 | Z=1.69 |
| 5.0 km. | Z=1.70 | Z=1.29 | ----- | Z=1.23 |
| 6.0 km. | Z=1.84 | Z=1.75 | Z=0.90 | Z=1.21 |
| 7.0 km. | Z=2.22 | Z=1.97 | Z=1.50 | Z=1.30 |
| 8.0 km. | Nov 1998 (0.15) Ago 2001 (0.09) Jul 2002 (0.17) | Nov 1998 (0.10) Jul 2002 (0.13) | Z=1.79 | Z=1.26 |
| 9.0 km. | Nov 1998 (0.20) Ago 2001 (0.18) | Nov 1998 (0.11) Jul 2002 (0.15) | Z=1.40 | Z=2.0 |
| 10.0 km. | Oct 1998 (0.22) Ago 2001 (0.16) | Nov 1998 (0.20) Ago 2001 (0.17) | Z=1.57 | Z=1.79 |
| 11.0 km. | Jul 2004 (NaN) | Jul 2004 (NaN) | Z=2.11 | Nov 2005 (NaN) |
| 12.0 km. | Abr 2002 (NaN) | Jun 2004 (NaN) | Z=1.90 | Nov 2005 (NaN) |

Tabla 3.3.1. Las columnas Corr corresponden a las series corregidas por cambio en el tipo de sonda. Las columnas Orig corresponden a las series originales sin corregir. Las fechas que aparecen en rojo son aquellas en las que se han detectado inhomogeneidades y las cantidades en azul entre paréntesis que hay al lado reflejan la razón señal-ruido o intensidad de la ruptura. Con el color azul se ha querido indicar que la ruptura es significativa. Cuando la intensidad de la ruptura no se ha podido evaluar aparece como NaN. Si la intensidad de la ruptura se ha podido evaluar pero no es significativa aparece su valor en negrita.

ninguna de las series originales aparecen como inhomogeneidades ni la fecha de cambio de emplazamiento ni la de cambio de sondas. Pensamos que han sido enmascaradas por la intensidad de las otras detectadas. Tras corregir por cambio de sondas se desenmascara la del emplazamiento y desaparecen todas las demás. En la tabla 3.3.1 no pudimos evaluar el estadístico Z para el estrato de 5km en la serie corregida a las 0h porque el valor de la variable n_2 no era superior a 10, que es el mínimo necesario.

En las gráficas de la figura 3.3.1 se aprecia el efecto de las correcciones por cambio de sonda en el agua total de la columna atmosférica sobre Tenerife. La mayor parte de las diferencias están comprendidas entre **-3mm** y **+2mm** de agua precipitable, tanto para las 0h como para las 12h. Curiosamente el efecto del cambio de emplazamiento parece estar asociado con el signo de las diferencias, ya que en Santa Cruz de Tenerife las sondas RS80 miden menos agua precipitable que la que hubiesen medido las sondas RS92, mientras que en Güímar es justamente al revés: las RS80 miden más vapor de agua que la que hubiesen medido las sondas RS92. Quizás el hecho podría deberse a la distinta respuesta de los sensores, y a los diferentes cambios de temperatura y humedad en una y otra ubicación. Pero como no hemos hecho una evaluación detallada sobre lo que cada una de las correcciones aplicadas aportan al contenido de agua precipitable total, no nos aventuraremos a decir cuál es la que ha influido más y por qué. Para nuestros propósitos nos basta con haber demostrado que haciendo las correcciones por cambio de sonda se han homogeneizado todos los estratos a un nivel aceptable y la serie de agua precipitable de Santa Cruz – Güímar se puede tratar como una única serie homogénea.

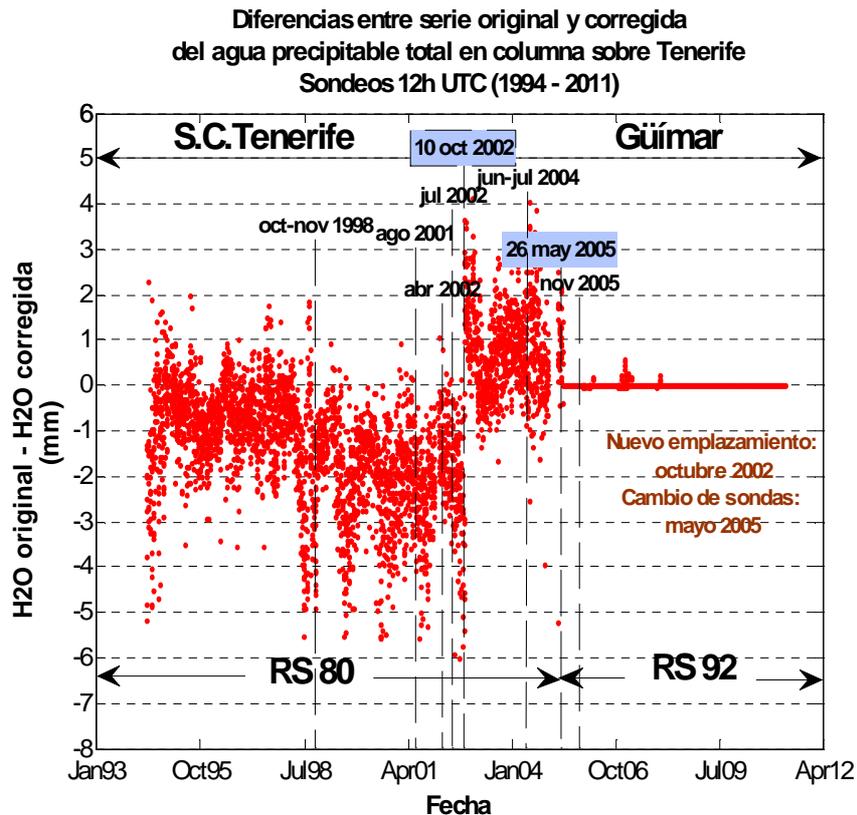
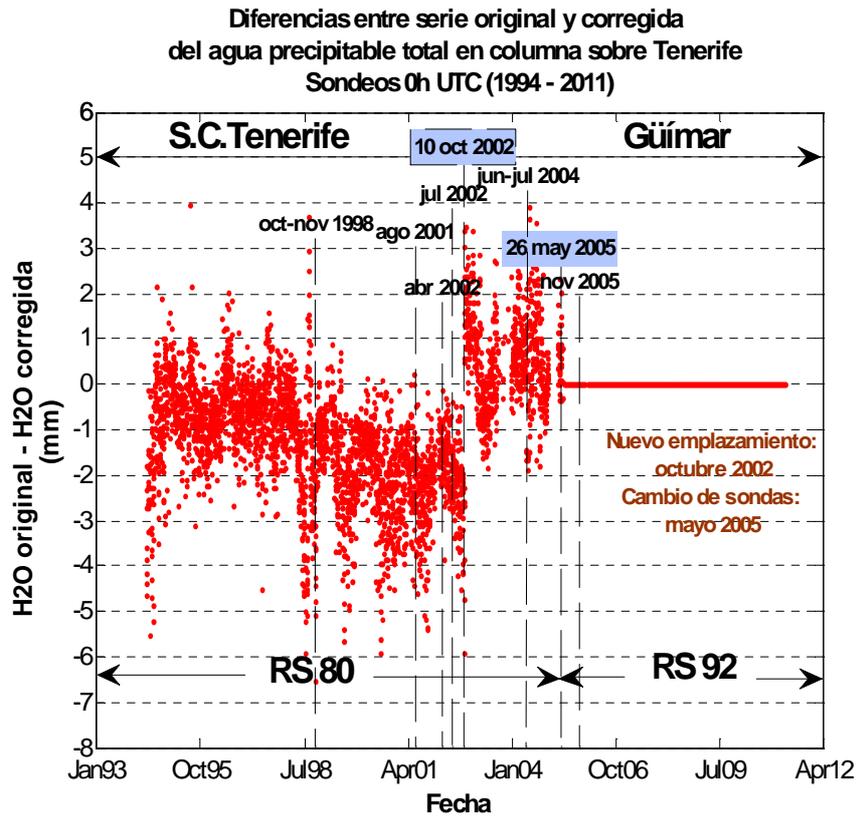


Figura 3.3.1. Evolución en el tiempo de las diferencias en el agua precipitable en columna sobre Tenerife entre la serie original y la serie corregida por tipo de sonda. Sondeos a las 0h (gráfica superior) y sondeos a las 12h (gráfica inferior). En todos los sondeos se ha podido evaluar el agua precipitable para los 13 estratos definidos y el error de integración total es inferior al 10%.

4. Estadística y anomalías

4.1. Patrones mensuales por estratos

Comenzaremos representando, para el período 1994 – 2011, los promedios mensuales en diagramas de barras. En estas, se puede apreciar la contribución de cada estrato al agua precipitable total, la cual, viene representada por la altura de la barra.

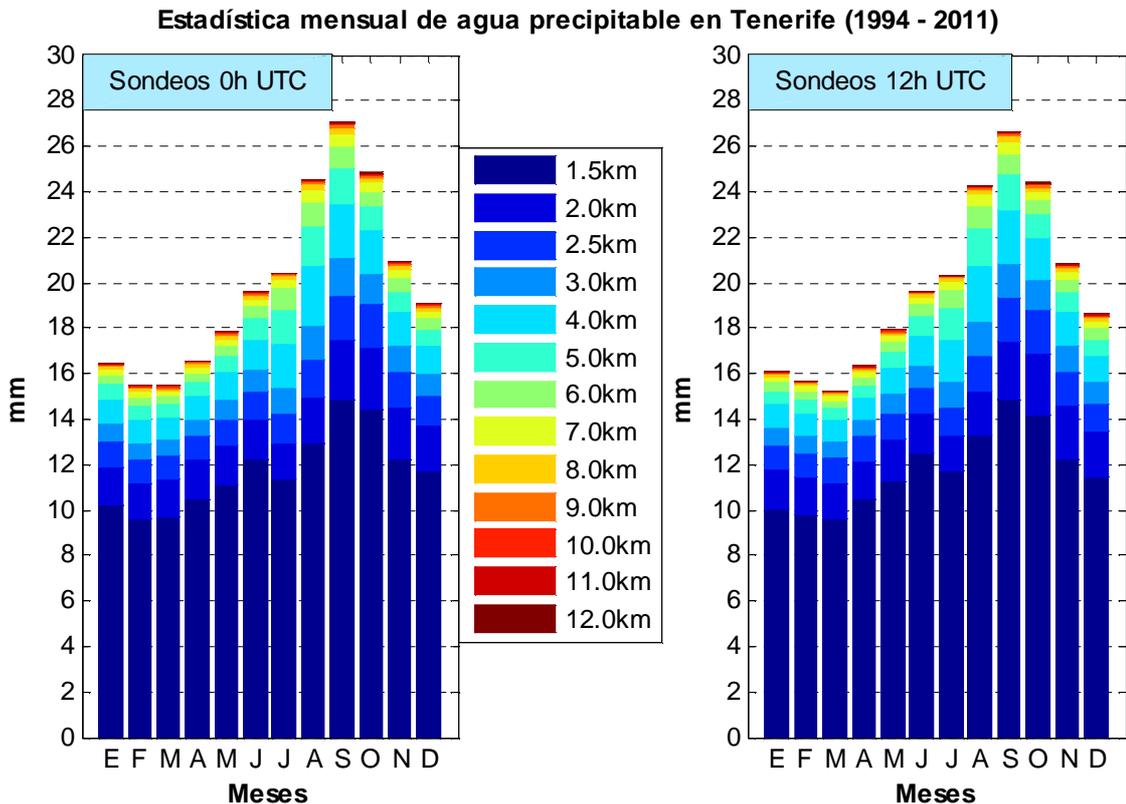


Figura 4.1.1. Promedios mensuales de agua precipitable en la serie conjunta de Santa Cruz y Güümar. En la leyenda del gráfico ha de entenderse que cada estrato tiene su base justamente en el estrato anterior. De esta manera, el primer estrato, sería entre 0km y 1.5km, el segundo, entre 1.5km y 2.0km, y así sucesivamente. La estadística va desde mayo de 1994 hasta abril de 2011.

Como se ve en la figura anterior, existe una estación que podemos llamar “húmeda” que comprende los meses de **agosto** hasta **octubre** (ASO), con un máximo en **septiembre**. Hay también una estación “seca” que se corresponde con los meses de **enero** hasta **abril** (EFMA) con un mínimo en **febrero-marzo**. No hay diferencias significativas entre las 0h y las 12h. Podemos establecer el mínimo de los promedios mensuales en **15mm**, y el máximo en los **27mm**, aproximadamente.

Obviamente, el estrato con mayor cantidad de agua precipitable es el primero, desde la superficie hasta los 1500m. Creemos también importante señalar que, a medida que nos movemos hacia la estación húmeda, el agua precipitable va aumentando prácticamente en todos los estratos pero no en la misma proporción. Así vemos que, en la estación seca, hay mucha diferencia entre el primer estrato y el resto. El agua contenida sólo en el primer estrato dobla a la contenida en todo el resto. Sin embargo, ya en la estación húmeda, las proporciones entre el primer estrato y el resto se llegan

prácticamente a igualar. Por ejemplo, en agosto, el primer estrato contiene unos 13mm de agua precipitable y a partir de aquí hasta los 12km hay algo más de 11mm. Pensamos que este hecho podría ser debido a dos factores que actuarían conjuntamente; por un lado, durante los meses de verano la radiación solar calienta la superficie del mar de forma más intensa que en el resto del año. Esto se traduce en un aumento de su temperatura. Sin embargo, debido al elevado calor específico del agua, este aumento no se produce inmediatamente sino que ocurre con un cierto retraso. Se manifiesta a finales de verano y principios de otoño: entre los meses de septiembre y octubre. En estos meses, el aire en contacto con la superficie marina se calienta y tiene más capacidad de almacenar vapor de agua. Entonces, los movimientos convectivos del aire caliente y húmedo reparten más uniformemente el vapor de agua a lo largo de toda la columna.

Por otro lado, el segundo factor al que nos referimos serían las intrusiones de masas de aire de origen africano, las cuales se producen con más intensidad y frecuencia en verano (sobre todo desde mediados de julio a finales de septiembre). Como veremos en el capítulo 5, estas masas africanas son las que, en niveles altos, modulan la presencia del agua en la columna atmosférica porque aportan en dichos niveles más agua precipitable que el resto de masas de aire, contribuyendo así, al aumento de esta componente en toda la columna.

En la figura 4.1.2. se ha representado la evolución, por estratos, de estos promedios mensuales para los sondeos de las 12h UTC. El de las 0h UTC es similar.

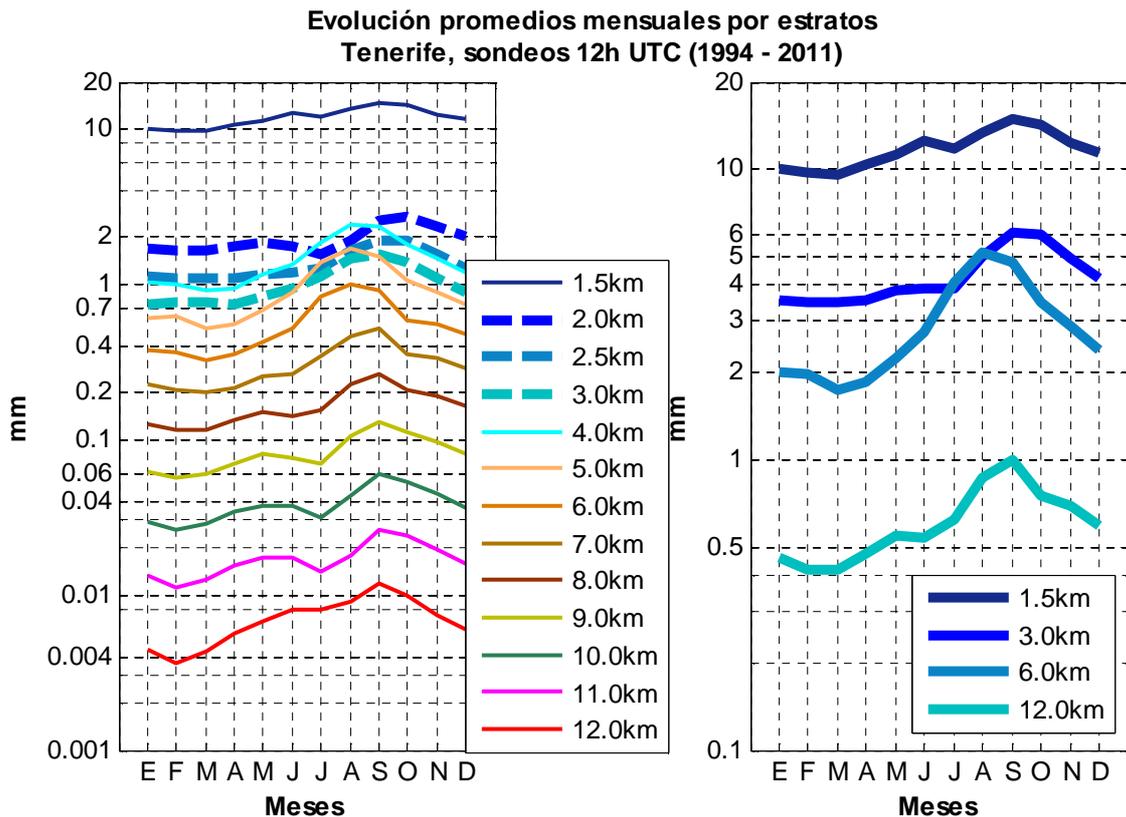


Figura 4.1.2. Evolución de los promedios mensuales de agua precipitable en la serie conjunta de Santa Cruz y Güímar. En la parte izquierda de la figura aparecen los 13 estratos cada uno por separado. En la parte derecha de la figura aparecen agrupados en 4, según la leyenda.

En la parte izquierda de la figura vemos la evolución de cada uno de los 13 estratos definidos; se observa que los máximos de agua precipitable entre 4 y 6km se encuentran sobre agosto pero se desplazan a septiembre cuando nos movemos por encima de los

6km. Por debajo de los 4km los máximos se hallan sobre septiembre. En la parte derecha de la gráfica, representamos la evolución con los estratos agrupados en 4 capas. Aquí se aprecia mejor el efecto que acabamos de comentar: el estrato entre los 3 y 6km presenta un máximo retrasado con respecto al resto.

Veamos los histogramas de cada uno de estos 4 grupos para ver si existe entre ellos alguna diferencia adicional. Los hemos representado en la figura 4.1.3.

Lo primero que apreciamos es que, para el primer estrato, que corresponde a una capa por debajo de los 1500m, que contiene a la capa límite marina y marca el límite de la inversión térmica asociada al alisio, la distribución de frecuencias es prácticamente simétrica y gaussiana. A medida que consideramos estratos superiores, la distribución se va sesgando hacia la izquierda, es decir, hacia valores más pequeños, y al mismo tiempo, se va estrechando. Observamos que, aunque la desviación estándar (en porcentaje) con respecto a la media de este primer estrato es la menor de todas, en valor absoluto (no en porcentaje), es la máxima. O sea, el primer estrato es el que presenta mayor rango o variabilidad, y esta, va disminuyendo en los estratos superiores.

Para caracterizar a cada estrato, se ha realizado una estadística básica en cada uno de ellos. Se puede ver que el segundo y tercer estratos tienen una estadística muy similar. Sin embargo, la forma de la distribución, difiere notablemente, ya que, a partir de los tres kilómetros, el sesgo es muy pronunciado comparado con los de las capas más bajas. Parece pues, que entre el segundo y tercer estrato, existe un límite o separación entre dos zonas o capas claramente distintas y que podríamos situar sobre los 3km.

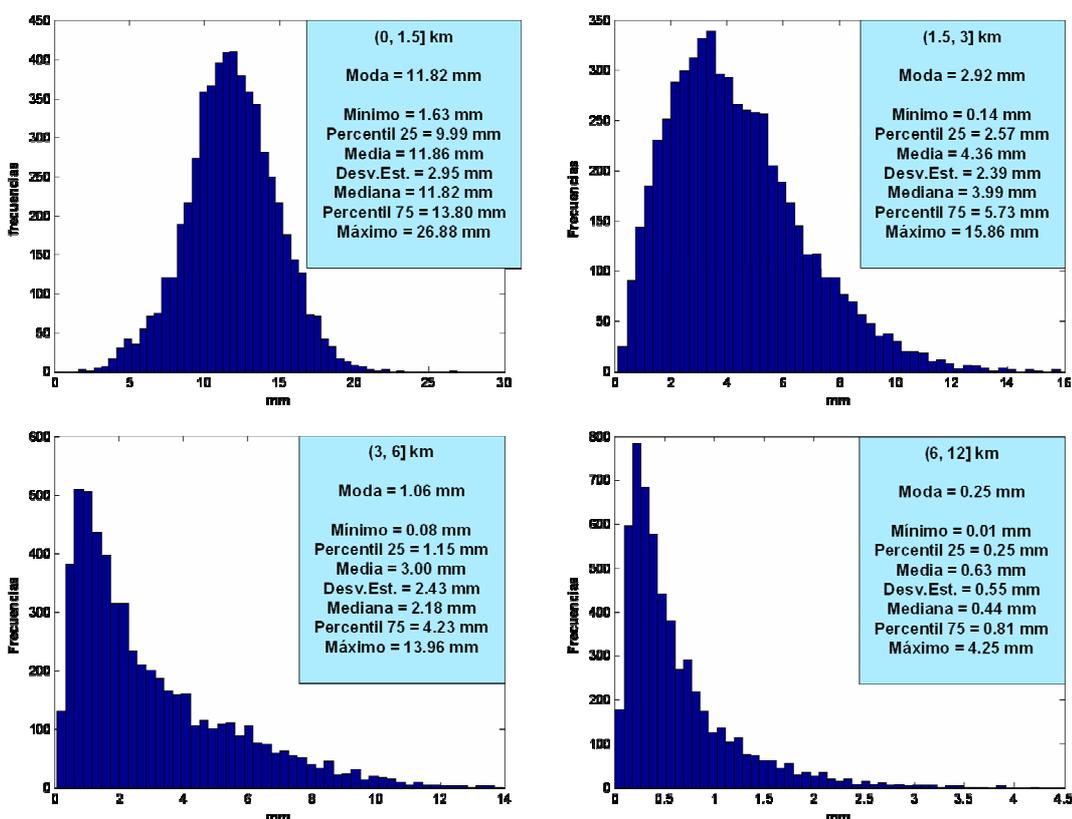


Figura 4.1.3. Histogramas para el agua precipitable de Santa Cruz y Güümar en sondeos a las 12h UTC. Cada histograma corresponde a un estrato que, de izquierda a derecha, y de arriba abajo, son: (0,1.5] km.; (1.5, 3.0] km.; (3.0, 6.0] km.; (6.0, 12.0] km. En la leyenda de cada gráfico aparece una estadística básica asociada con el mismo.

Esta estadística es coherente con el análisis previo, de manera que podríamos resumir que, establecido el límite entre dos capas distintas en los 3km, los máximos del agua precipitable que se producen entre septiembre y octubre por debajo del límite de los 3km podrían tener como causa principal el aumento de la temperatura del agua del mar, mientras que los que se producen por encima de los 3km entre agosto y septiembre, adelantados un mes con respecto a los primeros, podrían deberse a los episodios de intrusión de masas de aire africano.

Acabaremos esta sección comentando brevemente las diferencias entre el agua precipitable medida por los sondeos de las 12h UTC y de las 0h UTC. La figura 4.1.4 nos muestra estas diferencias.

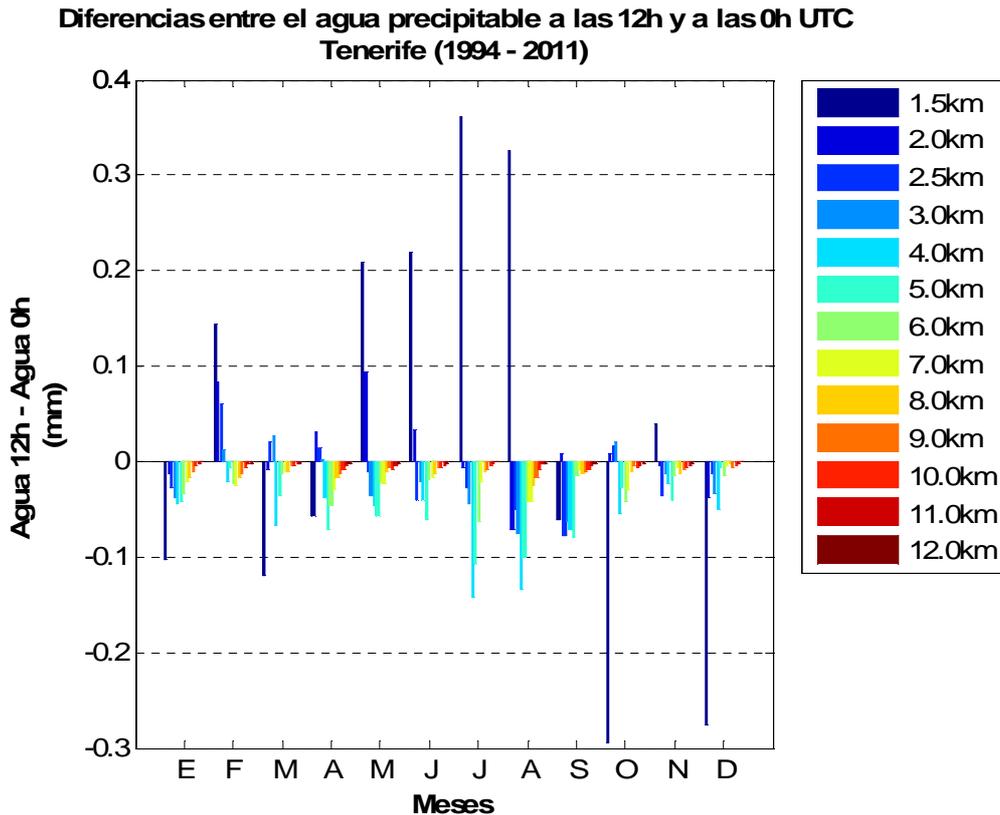


Figura 4.1.4. Diferencias entre los promedios mensuales por estratos de agua precipitable de los sondeos a las 12h UTC y a las 0h UTC.

Como vemos, durante la mayor parte del año y en niveles altos, hay más agua precipitable de noche que durante el día ya que las diferencias son negativas entre estos niveles. Por otro lado, el agua precipitable diurna supera a la nocturna en niveles bajos, fundamentalmente, durante los cuatro meses centrales del año (mayo-agosto).

4.2 Anomalías anuales y estacionales. Tendencias

Se entiende por anomalía la diferencia entre un valor promedio de una variable en un período determinado y el valor promedio de la misma variable en la serie completa.

Así, las anomalías anuales del agua precipitable en un estrato dado se calculan obteniendo, en primer lugar, el promedio del agua precipitable de toda la serie en dicho estrato; seguidamente, se obtiene el promedio del agua precipitable para el año en

cuestión en el estrato de interés. Por último, restamos a este promedio el de la serie completa correspondiente al estrato.

En el caso de las anomalías estacionales la definición es análoga, solo que, al calcular los promedios de cada estrato con respecto a la serie total y con respecto a cada año, lo hacemos agrupando los meses por estaciones según el siguiente criterio:

Invierno: enero, febrero y marzo.

Primavera: abril, mayo y junio.

Verano: julio, agosto y septiembre.

Otoño: octubre, noviembre y diciembre.

No consideramos necesario hacer un estudio detallado de cada una de estas anomalías anuales y estacionales por estratos. Calcularemos anomalías anuales y estacionales para la columna atmosférica completa.

Aunque nuestro período de estudio consta de 17 años (mayo de 1994 – abril de 2011), para simplificar el tratamiento matemático de las anomalías evitando escoger la mitad de un año y la mitad del siguiente a fin de completarlo, nos vamos a restringir al período de 1995 – 2010 que son 16 años completos.

En las figuras 4.2.1 y 4.2.2 hemos representado, respectivamente, la evolución de las anomalías anuales para las 0h y 12h UTC dentro de nuestro período de estudio para el total de la columna atmosférica. En las figuras 4.2.3 y 4.2.4 representamos las correspondientes anomalías estacionales.

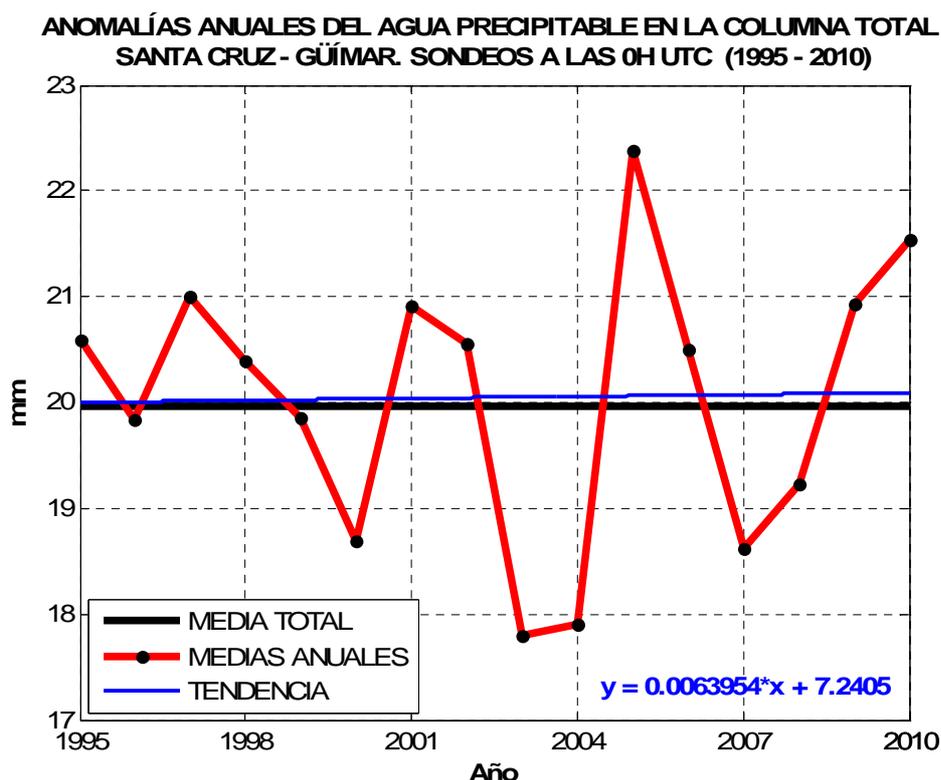


Figura 4.2.1. Anomalías anuales a las 0h UTC sobre Santa Cruz-Güímar. Período 1995 – 2010. Las anomalías pueden verse gráficamente como la separación respecto de la media de la serie total de los respectivos valores medios anuales. Los valores medios y las anomalías corresponden al total de la columna atmosférica.

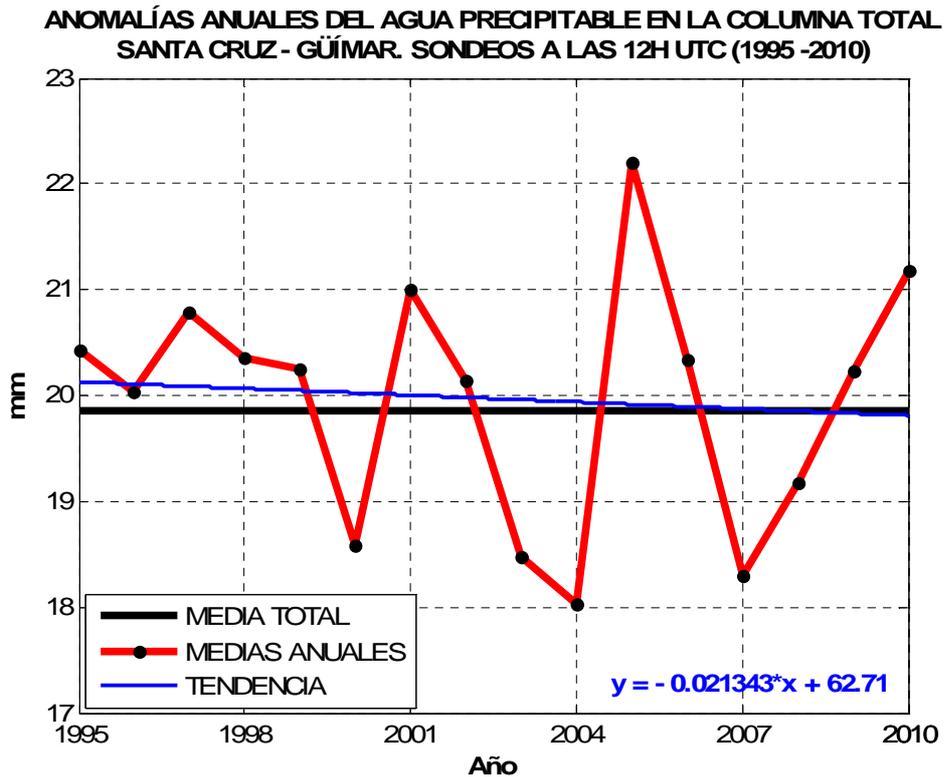


Figura 4.2.2. Anomalías anuales a las 12h UTC sobre Santa Cruz-Güímar. Período 1995 – 2010. Las anomalías pueden verse gráficamente como la separación respecto de la media de la serie total de los respectivos valores medios anuales. Los valores medios y las anomalías corresponden al total de la columna atmosférica.

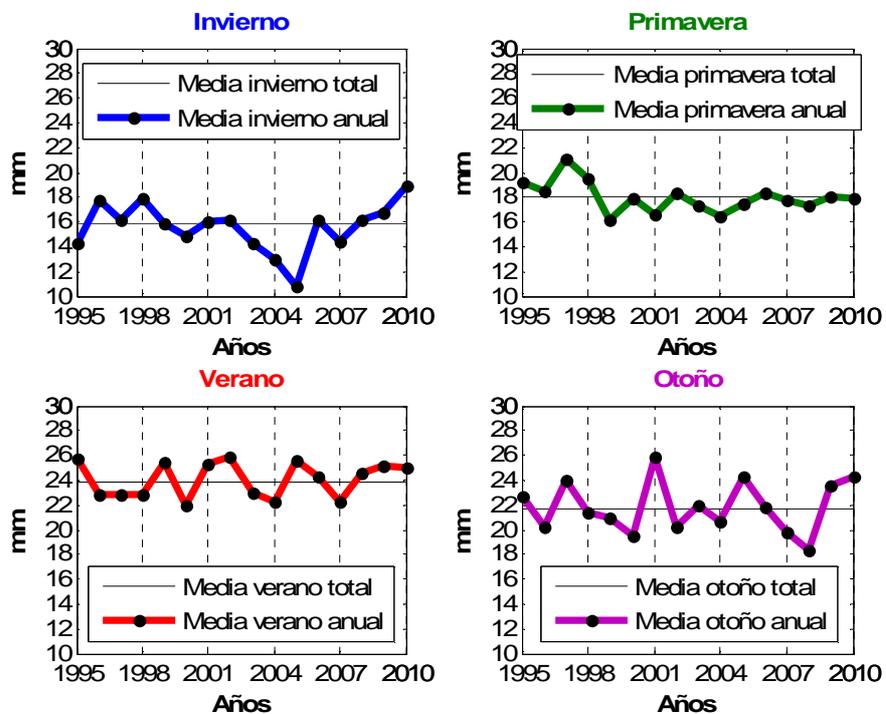


Figura 4.2.3. Anomalías estacionales a las 0h UTC sobre Santa Cruz-Güímar. Período 1995 – 2010. Las anomalías pueden verse gráficamente como la separación respecto de la media estacional de la serie total de los respectivos valores medios estacionales y anuales. Los valores medios y las anomalías corresponden al total de la columna atmosférica.

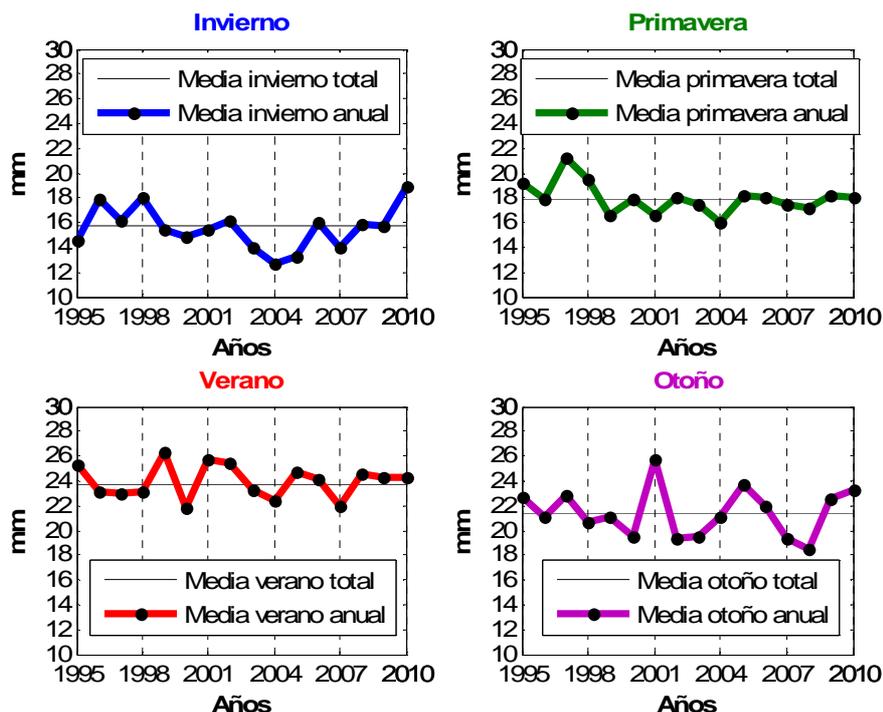


Figura 4.2.4. Anomalías estacionales a las 12h UTC sobre Santa Cruz-Güímar. Período 1995 – 2010. Las anomalías pueden verse gráficamente como la separación respecto de la media estacional de la serie total de los respectivos valores medios estacionales y anuales. Los valores medios y las anomalías corresponden al total de la columna atmosférica.

El estudio de las anomalías nos permite ver cómo se comporta una variable en un determinado período de tiempo con respecto a su valor en toda la serie. En el caso que nos ocupa, podemos ver si un año ha sido especialmente “seco” ó “húmedo” con respecto a la serie completa. Lo mismo puede decirse con respecto a las estaciones. Hay que aclarar que el concepto de “seco” ó “húmedo” al que aquí se hace referencia se entiende en el sentido de que haya menor o mayor contenido de agua precipitable en la columna atmosférica, respectivamente, pero no al hecho de que ese agua precipitable pueda o no condensar y convertirse en precipitación. De esta manera, un año puede ser húmedo en el sentido de que tenga gran presencia de agua precipitable pero seco en el sentido de que ese agua no haya precipitado.

Lo primero que observamos en las figuras 4.2.1 y 4.2.2 es que, a partir del año **2003**, se produce tanto a las 0h como a las 12h UTC una **amplificación de las anomalías anuales**. Es decir, la separación de los valores medios anuales respecto del valor medio de la serie total se vuelve visiblemente mayor. El valor medio de la serie total para el agua precipitable en columna está en torno a los **20mm**, tanto de día como de noche. Vemos cómo las anomalías de los años 2003, 2004 y 2005 para las 0h y 2004 y 2005 para las 12h UTC alcanzan y rebasan el **10%** de dicho valor (unos **2mm**, aproximadamente). Es decir, parece como si el año 2003 marcara el inicio de un período donde la **variabilidad interanual** del contenido de agua precipitable en la columna atmosférica se incrementa. Esto podría significar mayor inestabilidad atmosférica.

Otra cuestión que nos llama la atención de las figuras anteriores es que, a partir del año **2001** parecen sucederse, alternativamente, períodos bianuales con anomalías anuales positivas (años “húmedos”) y negativas (años “secos”). De esta manera, los años 2001 y 2002 fueron “húmedos”, los años 2003 y 2004 fueron “secos”, el 2005 y 2006 fueron “húmedos”, etc. Esta tendencia nos llevaría a esperar que, los años 2011 y

2012, sean de anomalías negativas en el agua precipitable, es decir, “secos” o de poco contenido de agua precipitable. La explicación de este hecho podría encontrarse en la relación entre los diferentes tipos de masas de aire que llegan a determinadas altitudes y la cantidad de agua precipitable asociadas a las mismas y que son incorporadas en la atmósfera a esos niveles. Este estudio se abordará en el siguiente capítulo. Veamos ahora si existe alguna tendencia del agua precipitable en la columna total.

Una forma de detectar las posibles tendencias es ver la evolución interanual de las anomalías en toda la serie. Haciendo un ajuste lineal por mínimos cuadrados a la evolución de las medias anuales se observa que, para el caso de las 0h existe una tendencia en la que se **incrementa** el agua precipitable en columna en **6 milésimas de mm al año**. Sin embargo, a las 12h UTC esa tendencia es inversa a la anterior: se **reduce** a razón de **2 centésimas de mm por año**. Demostraremos a continuación que **estas tendencias no son significativas**.

Existe una técnica no paramétrica y resistente de asociación lineal para la búsqueda y detección de posibles tendencias en una serie denominada coeficiente de correlación de rango de Spearman que describiremos seguidamente.

El test se utiliza con dos muestras de igual tamaño n que son ordenadas separadamente en rangos. A la diferencia entre los rangos de cada par de valores iésimo entre ambas muestras le denominamos RD_i y a la suma de las diferencias al cuadrado entre los rangos, SRD . Si llamamos r_s al coeficiente de correlación de Spearman el estadístico t del test se calcula de la siguiente manera:

$$SRD = \sum_{i=1}^n (RD_i)^2 \quad (4.3.1)$$

$$r_s = 1 - \left[\frac{6 \times SRD}{n^3 - n} \right] \quad (4.3.2)$$

$$t = r_s \times \left[\frac{n-2}{1-r_s^2} \right]^{0.5} \quad (4.3.3)$$

Se puede usar un test de dos colas ya que el estadístico t se distribuye aproximadamente como una t_{n-2} de Student.

La hipótesis nula que consideramos es que no hay tendencia. Trabajamos también al 99% de nivel de confianza, de manera que, para una distribución t de Student de dos colas, si el valor absoluto del estadístico para nuestras muestras supera la cantidad de 2.58 entonces rechazamos al 99% de confianza la hipótesis nula de que no hay una tendencia.

En este sentido, aplicando el test de correlación de rango de Spearman a la serie de las medias anuales de agua precipitable en columna para los sondeos realizados a las 12h UTC obtenemos que los valores del coeficiente de correlación de Spearman y del estadístico t son, respectivamente, de 0.40 y 1.08; si aplicamos el test para el caso de los sondeos a las 0h UTC obtenemos, respectivamente, 0.52 y 1.51. Como se ve, el valor del estadístico t no supera en ninguno de los casos el umbral de 2.58 que era nuestra referencia. Por tanto, no podemos rechazar, a un nivel de confianza del 99%, la hipótesis nula de que no hay tendencia significativa por lo que no podemos asegurar que la haya; las calculadas anteriormente, deben tomarse como no significativas.

Para finalizar, añadir que de las figuras 4.2.3 y 4.2.4 se ve que los inviernos de 2004 y 2005 fueron especialmente secos, y la primavera de 1997 y el otoño de 2001 fueron especialmente húmedos. En todos ellos, las anomalías superan al valor medio del período en unos 4mm.

5. Agua precipitable en las masas de aire sobre Tenerife

5.1. Codificación de las masas de aire según sus características

Los resultados que aquí se presentan han sido obtenidos mediante el cruce del agua precipitable, en la columna total y en los diferentes estratos, con las diferentes masas de aire que llegan a Tenerife en el período 1994 – 2011.

Las masas de aire han sido caracterizadas y clasificadas según el trabajo de Alonso-Pérez et al. (2007). Las diferentes masas de aire se identifican sobre superficies isentrópicas. Cada una de ellas se caracteriza por el sector geográfico de donde proviene, la altitud a la que viaja la mayor parte del tiempo y la altitud a la que incide sobre el punto de llegada, en este caso, Tenerife. Para identificar el origen de las masas de aire se utilizaron las retro trayectorias isentrópicas a 5 días (120h) del Modelo de dispersión HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) versión 4.0. Se usó la base de datos meteorológicos FNL y el modelo de velocidad vertical. Las retro trayectorias isentrópicas se calcularon a tres altitudes de llegada: 200m.s.n.m. (niveles bajos), 1500m.s.n.m. (niveles medios) y 2400m.s.n.m. (niveles altos). A su vez, la altitud a la que viajan la mayor parte del tiempo las masas de aire puede ser “baja” cuando se desplazan por debajo de los 1500m.s.n.m., “media” cuando lo hacen entre 1500 y 3000m.s.n.m y “alta” cuando se desplazan por encima de los 3000m.s.n.m. Los sectores geográficos con los que se trabajó también son aquellos en los que la masa de aire pasa la mayor parte del tiempo y se eligieron teniendo en cuenta la distribución latitudinal de los componentes atmosféricos así como la distinta influencia que el océano y los continentes ejercen sobre las masas de aire. En la figura 5.1.1 se representan los distintos sectores con los que se ha trabajado.

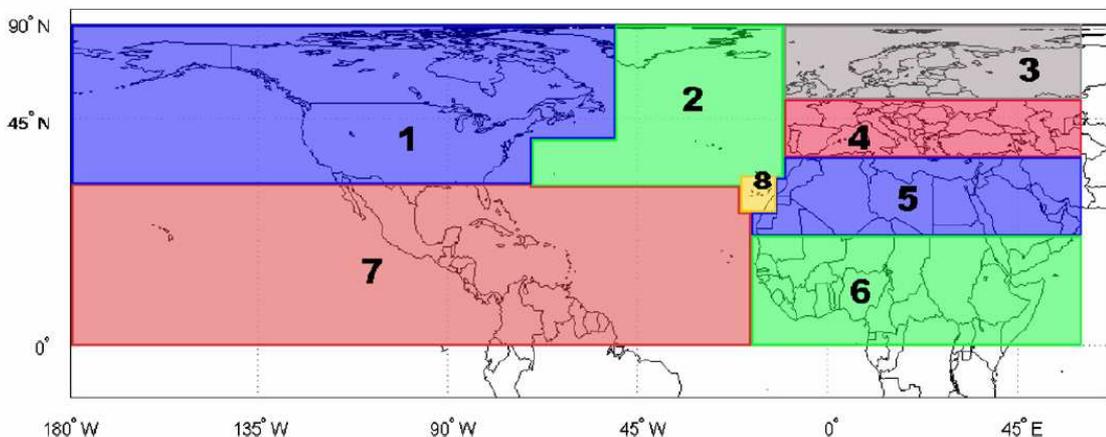


Figura 5.1.1 Sectores geográficos origen de las distintas masas de aire que inciden sobre Tenerife. Tomado del trabajo de Alonso-Pérez et al. (2007).

Estos sectores se denominan:

- Atlántico Norte
- Atlántico Sur
- África Norte ó Sáhara
- África Central ó Sahel
- Europa Norte
- Europa Sur
- América del Norte
- Local (Canarias)

El criterio de clasificación ha sido el de asignar a cada trayectoria de llegada sobre Tenerife un índice o código que representa la fracción de tiempo del total de 120h en el que la masa de aire ha estado en un sector geográfico predeterminado y ha viajado a una altitud predeterminada. Como hay 8 sectores geográficos, 3 altitudes de viaje y 3 altitudes de llegada distintas predefinidas, resulta que para cada día se puede asignar a cada tipo de masa de aire (caracterizada por un sector origen, una altitud de viaje y una altitud de llegada) un código de los $8 \times 3 = 24$ posibles para ese nivel de llegada. Este código expresa, en tanto por uno, el tiempo de permanencia o residencia de la masa de aire en el sector y altitud considerados. Si todo el tiempo, es decir, las 120h, la masa ha estado en un único sector y a una única altitud entonces, para dicho sector y altitud, el código será de 1. Si para cada día considero las tres posibles altitudes de llegada tendré un total de 72 códigos diarios (24 por cada altitud de llegada).

5.2. Asociación del agua precipitable con las masas de aire

El cruce con el agua precipitable se ha realizado determinando, para cada día, en qué sector y en qué altitud la masa de aire que llega a un cierto nivel ha permanecido durante más tiempo. Es decir para cada nivel de llegada se ha determinado cuál ha sido el código máximo. Por tanto, tendremos tres tipos de masas de aire que caracterizaran el perfil vertical de agua precipitable, según el nivel de incidencia. Consideramos que la masa de aire que incida en 200m será la que ingeste agua precipitable en el primer estrato (por debajo de 1500m). La masa de aire que incida a 1500m introducirá agua precipitable entre 1500m y 2500m y la que llegue a 2400m será la que contribuya al agua precipitable a niveles superiores. En este estudio descartaremos aquellos días para los que hay más de un sector y una altitud en un mismo nivel de llegada en los que la masa de aire tiene máxima permanencia.

Por otro lado, reagruparemos los 8 sectores geográficos de esta de manera:

EUROPA = EUROPA NORTE + EUROPA SUR

ÁFRICA = ÁFRICA NORTE (SÁHARA) + ÁFRICA CENTRAL (SAHEL)

ATLÁNTICAS = ATLÁNTICO NORTE + ATLÁNTICO SUR

LOCALES = CANARIAS

No incluiremos en nuestro estudio a AMÉRICA del NORTE ya que son muy pocas las trayectorias que proceden de dicho sector y no tienen demasiada influencia en la estadística.

Agrupando los estratos de agua precipitable en los 3 niveles antes indicados y cruzando estos datos con las trayectorias diarias se ha procedido a realizar una estadística básica de la cantidad de agua precipitable que se ingesta en los niveles y estratos indicados debido a los tipos de masas de aire que llegan a ellos, de forma que, se indica el valor mínimo, los percentiles 25, 50 y 75, la media, la desviación estándar respecto de la media, el máximo y la moda o valor más probable (valor de más alta frecuencia). También se indica el número de casos favorables para cada tipo de masa que se analiza. Para que la estadística sea significativa y no nos conduzca a resultados erróneos es necesario trabajar con un umbral mínimo de casos posibles para cada tipo de masa de aire. Fijaremos este umbral en **10**. Si la frecuencia de un determinado evento es inferior a 10 no será tenido en cuenta en la estadística. Las tablas 5.2.1, 5.2.2 y 5.2.3 recogen los resultados de esta estadística básica y que procederemos a comentar seguidamente.

| AGUA PRECIPITABLE (mm.) HASTA 1500m (1994 – 2011) 12h UTC | | | | | | | | | |
|--|------|-------|--------------|------|-------|-------|--------------|-------|------|
| 200m | MIN. | P25 | MED. | STD. | P50 | P75 | MOD. | MÁX. | Nº |
| ATLÁNTICAS BT | 2.70 | 10.53 | 12.40 | 2.65 | 12.26 | 14.14 | 12.13 | 26.88 | 3844 |
| ATLÁNTICAS MT | 4.07 | 8.66 | 11.13 | 3.28 | 10.92 | 13.74 | 6.93 | 19.41 | 146 |
| ATLÁNTICAS AT | 3.97 | 7.98 | 9.27 | 2.44 | 9.44 | 11.49 | 3.97 | 15.26 | 38 |
| EUROPEAS BT | 4.22 | 9.45 | 11.22 | 2.80 | 11.30 | 12.85 | 9.21 | 20.55 | 460 |
| EUROPEAS MT | 4.34 | 7.70 | 9.51 | 2.40 | 9.35 | 11.25 | 9.19 | 14.30 | 54 |
| EUROPEAS AT | 1.77 | 4.19 | 8.10 | 3.76 | 8.72 | 10.44 | 1.77 | 14.20 | 14 |
| AFRICANAS BT | 1.63 | 6.59 | 8.94 | 3.09 | 8.70 | 11.20 | 6.52 | 20.62 | 417 |
| AFRICANAS MT | 2.64 | 5.63 | 7.75 | 3.16 | 7.58 | 8.80 | 2.64 | 17.25 | 37 |
| AFRICANAS AT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 2 |
| LOCALES BT | 3.80 | 10.36 | 12.37 | 3.16 | 12.46 | 14.72 | 11.15 | 23.15 | 408 |
| LOCALES MT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 7 |
| LOCALES AT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 0 |

Tabla 5.2.1 Masas de aire que llegan a 200m. BT, MT y AT significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. P25, P50 y P75 indican los percentiles 25, 50 y 75; MOD es la moda o valor más probable (mayor frecuencia) y MED es la media.

Lo primero que observamos de las tablas es que, independientemente del nivel de llegada, las más numerosas o frecuentes son las **Atlánticas**. Por tanto, en conjunto, y según este criterio, estas son las que más cantidad de agua aportan a la columna atmosférica. Por otro lado, consideradas las masas de aire individualmente, para ver cuál de ellas contiene más cantidad de agua precipitable, tomamos como criterio que tanto la media como la moda o valor más probable sean elevados; entonces, las masas de aire con más contenido de agua precipitable que aportarán al estrato correspondiente son:

| AGUA PRECIPITABLE (mm.) ENTRE 1500m Y 2500m (1994 – 2011) 12h UTC | | | | | | | | | |
|--|------|------|-------------|------|------|------|-------------|-------|------|
| 1500m | MÍN. | P25 | MED. | STD. | P50 | P75 | MOD. | MÁX. | Nº |
| ATLÁNTICAS BT | 0.37 | 4.14 | 5.19 | 1.68 | 5.15 | 6.30 | 4.91 | 9.83 | 289 |
| ATLÁNTICAS MT | 0.30 | 2.36 | 3.69 | 1.74 | 3.54 | 4.83 | 3.66 | 10.1 | 1757 |
| ATLÁNTICAS AT | 0.12 | 1.52 | 2.64 | 1.49 | 2.37 | 3.47 | 2.21 | 8.13 | 1281 |
| EUROPEAS BT | 1.78 | 3.07 | 4.36 | 1.42 | 4.78 | 5.18 | 1.78 | 6.75 | 15 |
| EUROPEAS MT | 0.53 | 2.71 | 3.74 | 1.45 | 3.95 | 4.89 | 0.89 | 6.81 | 76 |
| EUROPEAS AT | 0.10 | 1.41 | 2.58 | 1.49 | 2.29 | 3.82 | 0.52 | 6.58 | 168 |
| AFRICANAS BT | 0.75 | 2.55 | 3.94 | 1.98 | 3.62 | 4.74 | 3.01 | 11.42 | 239 |
| AFRICANAS MT | 0.14 | 1.77 | 3.11 | 1.82 | 2.78 | 3.88 | 1.58 | 10.54 | 541 |
| AFRICANAS AT | 0.40 | 1.95 | 3.28 | 1.75 | 3.19 | 4.10 | 3.37 | 9.40 | 137 |
| LOCALES BT | 0.25 | 3.23 | 4.57 | 2.09 | 4.96 | 5.94 | 1.04 | 10.49 | 55 |
| LOCALES MT | 0.19 | 1.83 | 3.03 | 1.72 | 2.78 | 3.96 | 1.83 | 10.40 | 623 |
| LOCALES AT | 0.82 | 1.71 | 2.76 | 1.67 | 2.03 | 3.83 | 0.82 | 7.01 | 39 |

Tabla 5.2.2 Masas de aire que llegan a 1500m. BT, MT y AT significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. P25, P50 y P75 indican los percentiles 25, 50 y 75; MOD es la moda o valor más probable (mayor frecuencia) y MED es la media. Algunas masas de aire presentan un valor medio de contenido de agua precipitable relativamente elevado como por ejemplo las locales BT o las Europeas BT; sin embargo al ser los valores más probables muy pequeños (1.04mm y 1.78mm, respectivamente) no consideramos que estén entre las que más agua contengan y aporten a este nivel. También el número de casos favorables es bajo para ambas masas de aire.

| AGUA PRECIPITABLE (mm.) POR ENCIMA DE 2500m (1994 – 2011) 12h UTC | | | | | | | | | |
|--|------|------|-------------|------|------|-------|-------------|-------|------|
| 2400m | MÍN. | P25 | MED. | STD. | P50 | P75 | MOD. | MÁX. | Nº |
| ATLÁNTICAS BT | 1.07 | 3.31 | 6.11 | 3.62 | 5.57 | 7.99 | 1.07 | 18.06 | 101 |
| ATLÁNTICAS MT | 0.53 | 3.60 | 6.18 | 3.43 | 5.64 | 8.29 | 1.82 | 18.71 | 606 |
| ATLÁNTICAS AT | 0.24 | 1.90 | 3.75 | 2.62 | 3.03 | 4.83 | 1.20 | 20.33 | 2899 |
| EUROPEAS BT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 6 |
| EUROPEAS MT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 8 |
| EUROPEAS AT | 0.22 | 1.09 | 2.47 | 1.76 | 2.13 | 3.16 | 1.07 | 9.44 | 140 |
| AFRICANAS BT | 1.20 | 4.33 | 7.43 | 4.28 | 6.38 | 10.22 | 6.26 | 21.99 | 122 |
| AFRICANAS MT | 0.69 | 3.54 | 6.82 | 4.04 | 5.97 | 9.32 | 2.09 | 19.34 | 430 |
| AFRICANAS AT | 0.56 | 2.85 | 6.87 | 4.36 | 6.76 | 9.70 | 2.63 | 20.38 | 460 |
| LOCALES BT | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | -- | 4 |
| LOCALES MT | 0.57 | 2.31 | 5.04 | 3.25 | 4.23 | 7.24 | 1.18 | 14.64 | 291 |
| LOCALES AT | 0.51 | 1.98 | 4.74 | 3.41 | 3.85 | 6.66 | 1.13 | 18.20 | 173 |

Tabla 5.2.3 Masas de aire que llegan a 2400m. BT, MT y AT significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. P25, P50 y P75 indican los percentiles 25, 50 y 75; MOD es la moda o valor más probable (mayor frecuencia) y MED es la media. Aquí son las masas de aire africanas de bajo nivel las que con diferencia sobre el resto contienen y aportan más cantidad de agua en niveles por encima de los 2500m.

- Por debajo de 1500m: las Atlánticas y las Locales de bajo nivel.
- Entre 1500m y 2500m: las Atlánticas de niveles bajos y medios y las Africanas de niveles bajos y altos.
- Por encima de 2500m: las Africanas de bajo, medio y alto nivel.

Podemos hacer una representación de los resultados más importantes de las diferentes tablas a fin de visualizar más fácilmente los mismos. Estos se presentan en las figuras 5.2.1.

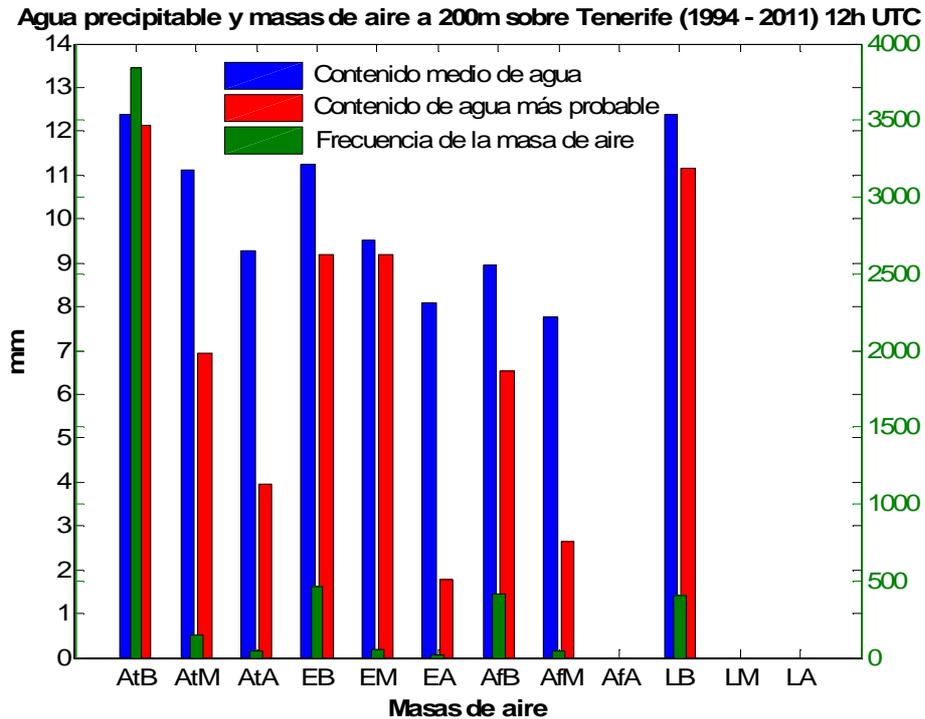


Figura 5.2.1.a Masas de aire que llegan a 200m. B, M y A significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. At, significa Atlánticas, E significa Europeas, Af, Africanas y L, Locales (Canarias).

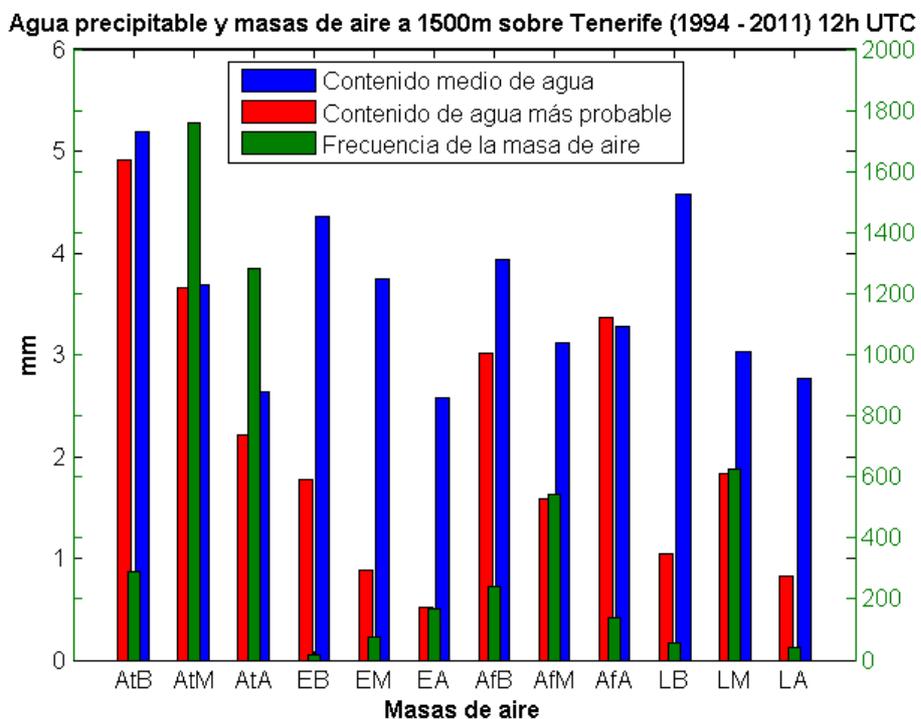


Figura 5.2.1.b Masas de aire que llegan a 1500m. B, M y A significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. At, significa Atlánticas, E significa Europeas, Af, Africanas y L, Locales (Canarias).

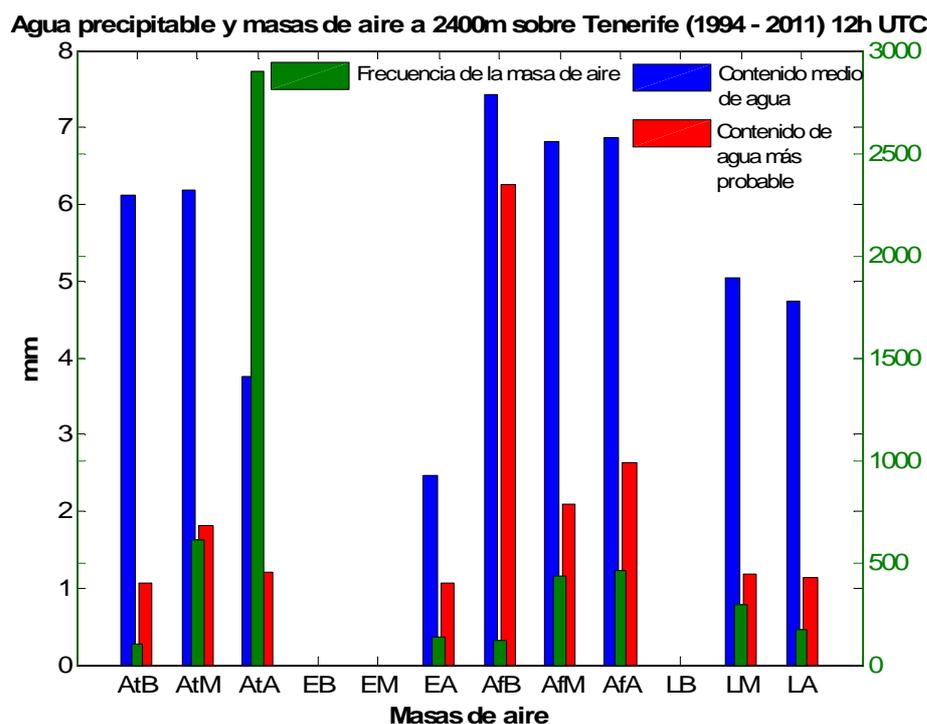


Figura 5.2.1.c Masas de aire que llegan a 2400m. B, M y A significan Baja, Media y Alta Troposfera, respectivamente. At, significa Atlánticas, E significa Europeas, Af, Africanas y L, Locales (Canarias).

Como puede verse en la figura 5.2.1.a, las masas de aire que modulan la cantidad de agua precipitable en la columna atmosférica sobre Tenerife por debajo de los **1500m** son las **Atlánticas de bajo nivel** que caracterizan el régimen de los alisios. Ellas no sólo son las más frecuentes, con diferencia al resto, sino que también son las que poseen más alto el contenido medio y el contenido más probable de agua precipitable.

En niveles medios comprendidos entre los **1500 y 2400m** también es el alisio el que juega un papel clave en el contenido de agua en columna. Pero, en este caso, como vemos en la figura 5.2.1.b, son las masas Atlánticas de niveles medios y altos las que intervienen de forma más clara aportando agua precipitable a dicho nivel. En particular, las **Atlánticas de niveles medios** conjugan una alta frecuencia con un alto contenido medio de agua y un elevado valor más probable.

Finalmente, a niveles superiores a los **2400m**, las que modulan el contenido de agua precipitable en la columna atmosférica son las masas **Africanas**, ya que, aunque las más frecuentes son las Atlánticas de niveles altos, como podemos observar en la figura 5.2.1.c, estas poseen una media y una moda relativamente bajas; es decir, llegan muchas pero la mayoría con un contenido pobre en agua. En cambio, las masas de aire Africanas poseen un alto valor del contenido medio y de la moda a todos los niveles. Llegan en menor número que las Atlánticas de niveles altos, pero cuando lo hacen, también con una frecuencia importante, la mayoría vienen cargadas con un alto contenido en agua. Pensamos que la moda puede caracterizar adecuadamente a la cantidad de agua precipitable que individualmente una determinada masa de aire contiene, ya que, desde un punto de vista estadístico, es el valor más probable. La explicación es que las masas de aire africanas provienen claramente de la capa de mezcla continental, que en los meses de verano puede desarrollarse hasta alturas superiores a los 6 km. En la capa de mezcla continental el contenido de vapor de agua es superior, en cualquier caso, al existente en la troposfera media sobre el Atlántico norte.

5.3 Evolución del contenido de agua precipitable según la masa de aire

Podemos también estudiar, para cada tipo de masa de aire, la evolución del contenido de agua precipitable que contiene. Ya que el primer estrato es el de mayor contenido de agua precipitable, nos restringiremos a comprobar cuál ha sido la evolución de dicho contenido en aquellas masas de aire que más cantidad aportan a bajos niveles, según lo ya comentado en las tablas de la sección 5.2. Por tanto, estudiaremos la evolución en las masas de aire Atlánticas BT y Locales BT.

En la figura 5.3.1 podemos apreciar la evolución del contenido de agua precipitable para dichas masas de aire en los últimos 16 años. En la figura se indica también la ecuación de la recta de regresión de la tendencia. Para hacer la estimación hemos prescindido de los años 1994 y 2011 porque no estaban completos.

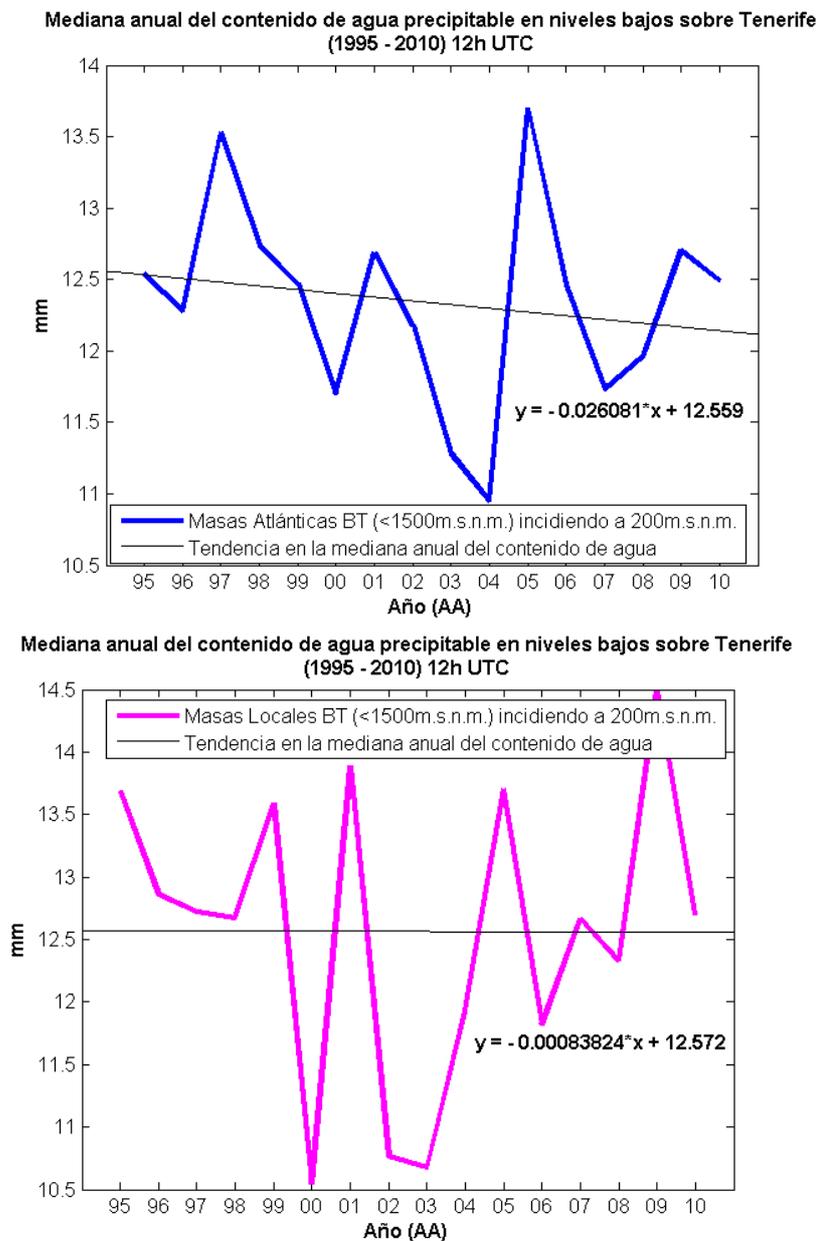


Figura 5.3.1. Evolución de la mediana del contenido de agua precipitable por debajo de 1500m.s.n.m. entre 1995 – 2010. Arriba: masas Atlánticas. Abajo: masas Locales.

Se aprecia que mientras el contenido de agua precipitable decrece en las masas Atlánticas de bajo nivel más que en las Locales de bajo nivel, en ninguna de ellas, lo hace de una manera significativa. Para las primeras el decrecimiento es del orden de 0.03mm/año , y en las segundas, no hay tendencia.

5.4 Evolución de la frecuencia de las masas de aire sobre Tenerife

En la figura 5.4.1 podemos ver cómo ha evolucionado el número de casos favorables de presencia de las masas de aire (frecuencia) de la sección anterior en los últimos 16 años.

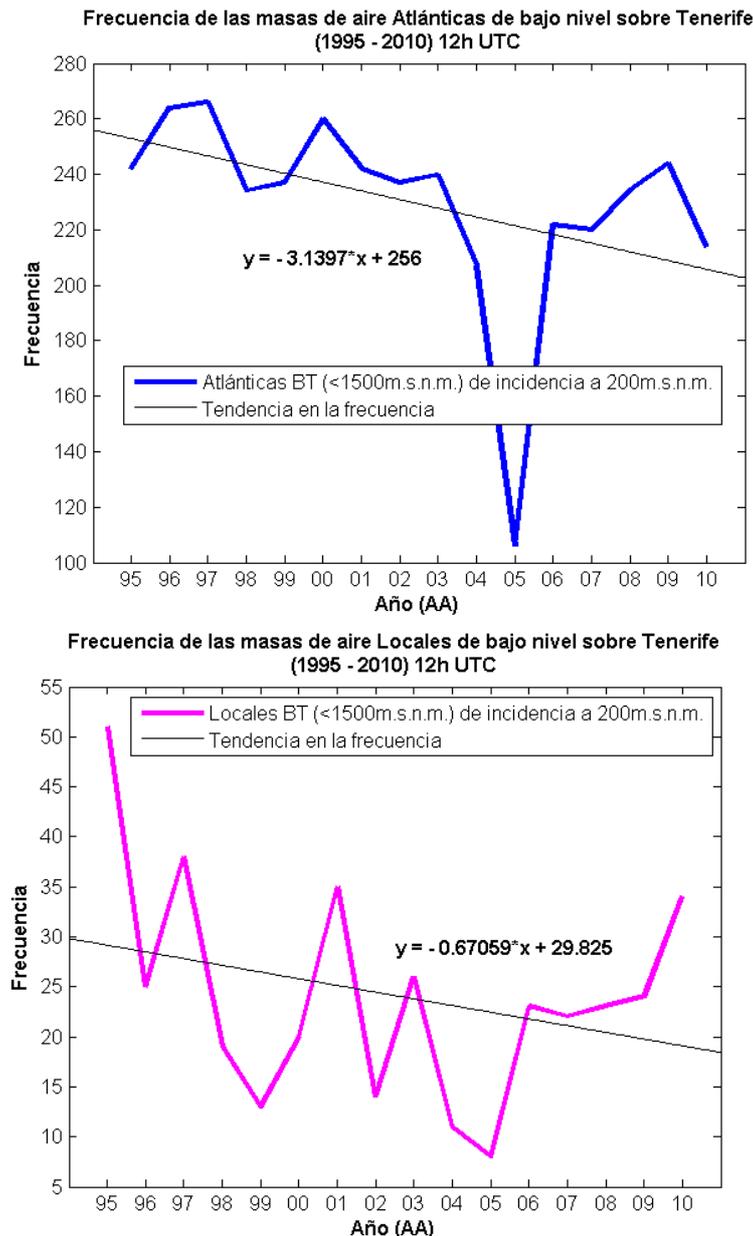


Figura 5.4.1 Arriba: Evolución en la frecuencia de las masas Atlánticas entre 1995 – 2010. Abajo: Evolución en la frecuencia de las masas Locales sobre Tenerife entre 1995 – 2010.

Tanto las masas Atlánticas de bajo nivel como las Locales de bajo nivel han reducido su presencia sobre Tenerife desde 1995 hasta 2010 con la diferencia de que las primeras lo han hecho a un ritmo mucho mayor que las segundas. En efecto, la frecuencia de las Atlánticas se

ha visto decrementada en promedio a razón de 3 *episodios/año*, mientras que las Locales lo han hecho en promedio a una razón inferior a 1 *episodio/año*.

Hay que señalar también que el año 2005 ha sido un año especialmente anómalo en este descenso para el caso de las masas Atlánticas.

Las razones de esta evolución y posibles cambios no son objeto de esta nota técnica porque son necesarios otros estudios complementarios que caen fuera del objetivo de este trabajo pero que podrían acometerse en un futuro a fin de justificar y completar el estudio que aquí se presenta.

6. Bibliografía

1. Alonso-Pérez S., Cuevas E., Queroll X., Viana M., Guerra J.C., 2007: Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the marine boundary layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean. *Atmospheric Environment* 41 (2007) 9468-9480.
2. Haimberger, Leopold, 2007: Homogenization of Radiosonde Temperature Time Series Using Innovation Statistics. *Journal of Climate*, Vol. 20, 1377-1403. American Meteorological Society.
3. Kassomenos P.A., McGregor G.R., 2006: The Interannual Variability and Trend of Precipitable Water over Southern Greece. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 7, 271-284. American Meteorological Society.
4. Lanzante, John, 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*, Vol. 16, 1197-1226 (1996). CCC 0899-8418/96111197-30. 1996 by the Royal Meteorological Society.
5. Lesht, B. M., and S. J. Richardson, 2002: The Vaisala RS-80H Radiosonde Dry-Bias Correction Redux. In *Proceedings of the Twelfth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting*, ARM-CONF-2002. U.S. Department of Energy, Washington, D.C.
6. Luers, James K., Robert E. Eskridge, 1995: Temperature Corrections for the VIZ and Vaisala Radiosondes. *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 34, 1241-1253.
7. Miloshevich, L. M., H. Vömel, D. N. Whiteman, and T. Leblanc (2009), Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, D11305, doi: 10.1029/2008JD011565.
8. Miloshevich, Larry M., Ari Paukkunen, Holger Vömel, Samuel J. Oltmans, 2004: Development and Validation of a Time-Lag Correction for Vaisala Radiosonde Humidity Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 21, 1305-1327. American Meteorological Society.
9. Murray R. Spiegel. Estadística. Segunda Edición. Schaum. Mc Graw Hill. 2000.
10. Pedro Miguel Romero Campos, Emilio Cuevas Agulló, Ramón Ramos López, Marcelino Valdés Pérez de Vargas y Matthias Schneider, 2009: Programa de Vapor de Agua en Columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña: Análisis e Intercomparación de diferentes Técnicas de Medida. Nota Técnica Digital N° 1 del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (NTD CIAI-1). Agencia Estatal de Meteorología. NIPO: 784-09-009-9.
11. Rodríguez Franco, J.J., 2009: Caracterización de la Alta Troposfera-Baja Estratosfera (UTLS) Subtropical: Tropopausa y Distribución Vertical de Ozono. Nota Técnica Digital N° 3 del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (NTD CIAI-3). Agencia Estatal de Meteorología. NIPO: 784-09-013-8, julio 2009.

12. Steinbrecht, Wolfgang, Hans Claude, Fritz Schönenborn, Ulrich Leiterer, Horst Dier, Eckhard Lanzinger, 2008: Pressure and Temperature Differences between Vaisala RS80 and RS92 Radiosonde Systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 25, 909-927. American Meteorological Society. DOI: 10.1175/2007JTECHA999.1.

13. Vömel, H., Selkirk, H. Miloshevich, L., Valverde-Canosa, J., Valdés, J., Kyro, E., Kivi, R., Stolz, W., Peng, G., and Díaz, A.J., 2007: Radiation Dry Bias of the Vaisala RS92 Humidity Sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 24, 953-963. American Meteorological Society. DOI: 10.1175/JTECH2019.1.

14. Wang, Junhong, Harold L. Cole, David J. Carlson, Erik R. Miller, Kathryn Beierle, Ari Paukkunen, Tapani K. Laine, 2002: Corrections of Humidity Measurement Errors from the Vaisala RS80 Radiosonde—Application to TOGA COARE Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol. 19, 981-1002. American Meteorological Society.