

Estimación de las tendencias del vapor de agua en la troposfera de Tenerife entre 1999 y 2024 basada en radiosondeos.

Correlación con índices climáticos

Nota técnica 46 de AEMET

Pedro Miguel ROMERO CAMPOS

Rosa Delia GARCÍA CABRERA

Alberto REDONDAS MARRERO

Pedro Pablo RIVAS SORIANO

África BARRETO VELASCO

Omaira Elena GARCÍA RODRÍGUEZ

Antonio Fernando ALMANSA RODRÍGUEZ

Carlos Javier TORRES GARCÍA

Juan José DE BUSTOS SEGUELA



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



Edita:

© Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2026

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

NIPO: 666-26-008-9
<https://doi.org/10.31978/666-26-008-9>

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



@Aemet_Esp



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

ESTIMACIÓN DE LAS TENDENCIAS DEL VAPOR DE AGUA EN LA TROPOSFERA DE TENERIFE ENTRE 1999 Y 2024 BASADA EN RADIOSONDEOS. CORRELACIÓN CON ÍNDICES CLIMÁTICOS

Pedro Miguel ROMERO CAMPOS¹, Rosa Delia GARCÍA CABRERA², Alberto REDONDAS MARRERO¹, Pedro Pablo RIVAS SORIANO¹, África BARRETO VELASCO¹, Omaira Elena GARCÍA RODRÍGUEZ¹, Antonio Fernando ALMANSA RODRÍGUEZ³, Carlos Javier TORRES GARCÍA¹, Juan José DE BUSTOS SEGUELA¹

¹*Centro de Investigación Atmosférica de Izaña. Agencia Estatal de Meteorología*

²*Tragsatec, 28037 Madrid, España*

³*Cimel Electronique, 75011 París, Francia*

promeroc@aemet.es, rgarci47@tragsa.es, aredondasm@aemet.es, privass@aemet.es, abarretov@aemet.es, ogarcia@aemet.es, f-almansa@cimel.fr, ctoresg@aemet.es, jbustoss@aemet.es

RESUMEN

En este trabajo, se realiza una estimación de las tendencias de las series de vapor de agua precipitable integrado (*Integrated Water Vapour*, IWV) en diferentes estratos de la troposfera de Tenerife, así como en la columna total troposférica, esto es, desde la superficie hasta los 12 km, altitud a la que, aproximadamente, se sitúa la tropopausa. Para ello, utilizamos los radiosondeos lanzados a las 11 UTC y 23 UTC desde las estaciones sinópticas N° 60020 (Santa Cruz de Tenerife, 28.46°N, 16.26°W, 36 msnm) y N° 60018 (Güímar, 28.32°N, 16.38°W, 115 msnm), entre 1999 y 2024. Los datos, obtenidos con diferentes sondas y procesados mediante tratamientos ligeramente distintos, han sido sometidos a un análisis minucioso para garantizar que son comparables entre sí, obteniendo de esta manera series con una longitud de 25 años con la máxima homogeneidad posible.

Utilizando el test de Mann-Kendall (MK) y el test de regresión de la pendiente de Sen, se han detectado tendencias anuales crecientes estadísticamente significativas para los estratos de 4 a 6 km y de 6 a 8 km durante el día, con un valor de 0.01 kg/m²/año en ambos casos. Durante la noche, las tendencias significativas a un nivel de confianza del 95% sólo se encuentran en el estrato de 6 a 8 km, con un valor de 0.004 kg/m²/año. Todas las tendencias encontradas, significativas o no, son del mismo orden de magnitud y débiles. Durante el día, todas son crecientes mientras que, durante la noche, se encuentran algunas tendencias decrecientes. El valor encontrado para el incremento anual del IWV en la columna total troposférica durante el día es de un 0.2-0.3 %.

Por otro lado, la relación entre la temperatura y el ciclo hidrológico del vapor de agua permite correlacionar el IWV anual diurno con ciertos índices climáticos asociados a determinadas anomalías de temperatura. En particular, se han estudiado el índice de temperatura del Atlántico Norte Tropical (TNA), la región templada hemisférica occidental (WHWP), la temperatura media global tierra-océano (GMLOT) y la región templada del Pacífico (PWP). Los resultados muestran que las correlaciones más significativas se dan entre los diferentes índices climáticos estudiados y el valor del IWV en el estrato de 6 a 8 km: 0.46 para el TNA, 0.45 para el WHWP, 0.38 para el GMLOT y 0.33 para el PWP. También se ha encontrado una correlación de 0.31 entre el TNA y el valor del IWV en el estrato de 4 a 6 km. Tras analizar las correlaciones entre los propios índices climáticos y entre estos y el IWV, se propone considerar el TNA y el WHWP como los dos índices climáticos básicos de mayor influencia en el IWV de niveles medios en Canarias.

Palabras clave: Vapor de agua, GUAN, GRUAN, Homogeneidad, Series, Tendencias, Índices climáticos.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	3
2. VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE Y RAZÓN DE MEZCLA	6
2.1. Vapor de agua precipitable	6
2.2. Razón de mezcla del vapor de agua	8
2.3. Relación entre el vapor de agua precipitable y la razón de mezcla	9
3. METODOLOGÍA DE LA EVALUACIÓN	10
3.1. Reconstrucción de las series diarias de IWV	10
3.2. Obtención de las series mensuales y anuales	18
3.3. Estudio de la homogeneidad de las series obtenidas.....	21
4. ESTIMACIÓN DE TENDENCIAS EN EL IWV	25
5. CORRELACIÓN CON ÍNDICES CLIMÁTICOS.....	31
6. CONCLUSIONES FINALES	39
7. AGRADECIMIENTOS	40
8. REFERENCIAS	41

1. INTRODUCCIÓN

Tenerife, es la isla de mayor tamaño y altitud dentro del archipiélago de las Canarias, el cual, está situado en el Atlántico Norte Subtropical entre los 27.5° N y 29.5° N y entre 13.3° W y 18.3° W frente a la costa africana del Sáhara.

La climatología de las Islas Canarias se ve influida por la subsidencia del anticiclón de las Azores y por la presencia predominante y casi permanente de los vientos alisios, frescos y húmedos, procedentes del este-noreste. La combinación de ambos efectos origina una inversión térmica, situada aproximadamente entre los 1000 y 1500 m de altitud, que actúa como “tapadera” evitando la convección del aire que proviene de capas inferiores y obstaculizando por encima de dicha altitud los procesos de mezcla con la contaminación local. Esto hace que la atmósfera por encima de la inversión térmica sea una atmósfera limpia y representativa del *background* o fondo atmosférico lo que, unido al especial relieve y altitud de Tenerife, convierten a esta isla en un laboratorio natural idóneo para la realización de estudios climáticos.

En la troposfera libre sobre Tenerife, a 2370 m de altitud dentro de los límites del Parque Nacional del Teide se encuentra situado el Observatorio Atmosférico de Izaña (OAI, 28.31°N, 16.50°W) gestionado por el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI, 28.47°N, 16.25°W) ambos pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET).

El OAI, opera desde 1989 como estación del Programa de Vigilancia Atmosférica Mundial (*GAW, Global Atmospheric Watch*) de la Organización Meteorológica Mundial (*WMO, World Meteorological Organization*). Como tal, ha contribuido y contribuye actualmente con medidas de instrumentación variada de alta calidad participando o dando apoyo a programas de investigación en diferentes redes internacionales entre las que mencionamos aquí, por su relación con este trabajo, las Redes del Sistema Mundial de Observación del Clima (*GCOS, Global Climate Observing System*) para el estudio de la Atmósfera Superior, Redes GUAN (*GCOS Upper-Air Network*) y GRUAN (*GCOS Reference Upper-Air Network*).

Aunque ambas redes son redes globales basadas en estaciones de radiosondeos y comparten el objetivo de medir variables atmosféricas en altura, sus propósitos y niveles de precisión son distintos. Así, mientras que la red GUAN es una red estándar operacional de monitoreo básico, constituida por unas 170 estaciones seleccionadas a nivel mundial (<https://gcos.wmo.int/site/global-climate-observing-system-gcos/networks/aopc-situ/gcos-upper-air-network-guan>) y utilizada para el estudio de las tendencias climáticas generales, así como para la vigilancia del cambio climático, la red GRUAN es una red de referencia internacional de alta precisión y trazabilidad, constituida actualmente por unas 30-40 estaciones a nivel mundial y diseñada para complementar a la primera y corregir sus posibles errores. La red GRUAN es utilizada principalmente para la calibración, validación de satélites e investigación (<https://www.gruan.org/network/about-gruan>).

Para que una estación de radiosondeos pueda integrarse en cualquiera de estas dos redes debe cumplir una serie de requisitos relacionados con criterios de estabilidad, frecuencia y precisión técnica establecidos por el GCOS (GCOS-144, 2010; GCOS-170, 2013; GCOS-171, 2013).

Las estaciones sinópticas N° 60020 y N° 60018, anteriormente mencionadas, forman parte de la Red GUAN y GRUAN, respectivamente. En esta nota técnica, haremos uso de los datos obtenidos en ellas para abordar el estudio de la variable que nos interesa, que es el vapor de agua.

El vapor de agua es el principal gas de efecto invernadero de la atmósfera. Su papel como potente retroalimentador de dicho efecto, derivado de su estrecha dependencia con la temperatura a través de los procesos de evaporación y condensación, la formación de nubes y la precipitación, lo convierte en un elemento clave para comprender la dinámica del sistema climático (IPCC, 2021). A diferencia de otros gases de efecto invernadero, su concentración responde de manera muy acusada a las variaciones térmicas, lo que da lugar a interacciones complejas con otras variables climáticas. Esto hace que sea especialmente difícil determinar el papel del vapor de agua en la variabilidad y el cambio climático, así como analizar sus patrones y los mecanismos que rigen su comportamiento.

Dada la enorme importancia física del vapor de agua y la especial dificultad que supone su estudio, resulta necesario actualizar de forma periódica el análisis de su comportamiento y de sus posibles tendencias, especialmente en un contexto de calentamiento global. Esta necesidad, constituye la motivación principal de este trabajo. En concreto, el objetivo es estudiar la evolución temporal del contenido integrado de vapor de agua en distintos estratos troposféricos y analizar su relación con ciertos índices climáticos de referencia.

Actualmente, AEMET dispone en la isla de Tenerife de series largas de las variables presión, temperatura y humedad, medidas a través de radiosondeos. A partir de ellas, construiremos series temporales del contenido integrado en columna del vapor de agua precipitable (IWV) en diferentes estratos atmosféricos, así como en la columna troposférica total. El estudio se limita a la troposfera, ya que es bajo la tropopausa, situada a unos 12 km de altitud, donde se concentra el 90% del vapor de agua presente en la atmósfera.

Si bien los datos disponibles datan desde 1994 hasta la actualidad, la toma de datos se ha visto sometida a varios cambios a lo largo de la serie: se han empleado diferentes tipos de sonda, se ha modificado el lugar de los lanzamientos y ha cambiado la resolución temporal de los datos, así como la unidad de control y el *software* del sistema, los protocolos de lanzamiento y la evaluación de los datos. Todas estas modificaciones pueden dar lugar a inhomogeneidades de la serie que no son consecuencia de ningún proceso natural y que, por lo tanto, pueden dar lugar a tendencias espurias en los análisis. Para minimizar en lo posible la presencia de inhomogeneidades, se han aplicado a los sensores de las sondas diferentes correcciones extraídas de la literatura.

Además, hay que señalar que la serie completa se ha construido a partir de dos conjuntos de datos correspondientes a dos metodologías diferentes. Para maximizar la homogeneidad, ambos conjuntos de datos se han correlacionado para obtener un factor de conversión que permite armonizarlos. Con ello, se han construido series de 25 años de longitud lo más uniformes posible, y posteriormente se ha evaluado rigurosamente si cumplen los criterios de homogeneidad establecidos.

Una vez los datos están disponibles, se puede desarrollar el principal objetivo de este estudio: el análisis de las tendencias temporales del vapor de agua troposférico. Para ello, se hace uso del análisis estadístico. En particular, se analiza si existen tendencias significativas aplicando el test de Mann-Kendall con un nivel de confianza del 95%. Además, se lleva a cabo una estimación de dichas tendencias mediante el test de regresión de la pendiente de Sen.

Otro de los propósitos planteados en este trabajo es analizar la relación entre el vapor de agua troposférico y diversos índices climáticos vinculados a la temperatura superficial del planeta.

Con este fin, se calcula la correlación de Pearson entre el IWV diurno y diferentes índices climáticos de referencia. Este análisis permite identificar en qué estratos y frente a qué indicadores se manifiestan las asociaciones más destacadas con la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera.

Este documento se organiza de la siguiente manera: El capítulo 2 contiene una breve introducción a las magnitudes estudiadas. El capítulo 3 detalla el tratamiento de los datos experimentales. En el capítulo 4 se estudian las tendencias temporales del IWV troposférico. En el capítulo 5 se presentan los resultados de la correlación entre el IWV y los índices climáticos de referencia. Por último, el capítulo 6 resume brevemente las conclusiones finales de este estudio, así como su alcance.

2. VAPOR DE AGUA PRECIPITABLE Y RAZÓN DE MEZCLA

2.1 Vapor de agua precipitable

En Meteorología, el vapor de agua precipitable o vapor de agua integrado en columna (IWV) se define como la cantidad de vapor de agua por unidad de superficie contenida en una columna atmosférica vertical de sección transversal unitaria.

A esta cantidad de vapor de agua se le añade el adjetivo de “precipitable” porque en el caso de que se dieran las condiciones necesarias, el vapor se condensaría y daría lugar a procesos de precipitación.

Matemáticamente, se calcula integrando en la vertical la densidad volumétrica del vapor de agua, es decir:

(2.1.1)

$$IWV_{z_0-z} = \int_{z_0}^z \rho_v dz$$

Donde z_0 y z son, respectivamente, los límites inferior y superior de la capa atmosférica donde se integra y ρ_v es la densidad volumétrica del vapor de agua o cantidad de vapor de agua por unidad de volumen de aire.

Al ser IWV una masa por unidad de superficie, la expresaremos en $\frac{kg}{m^2}$.

Usando la ecuación de los gases ideales, la densidad volumétrica del vapor de agua puede ser expresada en función de su presión parcial y de su temperatura. En efecto, para un gas ideal cualquiera se cumple la ecuación de los gases ideales, que es:

(2.1.2)

$$PV = nR_g T$$

Donde P , V , R_g y T son, respectivamente, la presión, el volumen, la constante universal de los gases y la temperatura absoluta del gas, mientras que $n = \frac{m}{M}$ es el número de moles del gas, siendo m la masa del gas y M su peso molecular.

Sustituyendo y reordenando términos en la expresión (2.1.2) tenemos que:

$$\begin{aligned} PV &= nR_g T = \frac{m}{M} R_g T \\ PM &= \frac{m}{V} R_g T = \rho R_g T \\ \rho &= \frac{PM}{R_g T} = \frac{P}{\frac{R_g}{M} T} \end{aligned}$$

Siendo ρ la densidad volumétrica del gas. Aplicando esta última expresión al caso particular del vapor de agua, se tiene que:

(2.1.3)

$$\rho_v = \frac{P_v}{\frac{R_g}{M_v} T}$$

Donde ρ_v es la densidad volumétrica del vapor de agua, P_v es la presión (parcial) del vapor de agua y M_v es su peso molecular.

A partir de las variables P , T y H (humedad relativa) medidas en un sondeo meteorológico, podemos obtener el valor de la presión parcial del vapor de agua P_v como:

(2.1.4)

$$P_v = \frac{HP_{sv}(T)}{100}$$

Donde $P_{sv}(T)$ es la presión de saturación del vapor de agua, la cual, es función creciente exclusiva de la temperatura.

Sustituyendo estos desarrollos en la expresión (2.1.1), tenemos que:

(2.1.5)

$$IWV_{z_0-z} = \int_{z_0}^z \rho_v dz = \int_{z_0}^z \frac{P_v}{\frac{R_g}{M_v} T} dz = \int_{z_0}^z \frac{HP_{sv}}{100} \frac{1}{\frac{R_g}{M_v} T} dz$$

En el Sistema Internacional de Unidades, los valores de R_g y M_v son:

$$\begin{aligned} R_g &= 8.314472 \left(\frac{J}{Kmol} \right) \\ M_v &= 0.01801528 \left(\frac{kg}{mol} \right) \\ \frac{R_g}{M_v} &= 461.52 \left(\frac{J}{kgK} \right) \end{aligned}$$

T viene dada en kélvines, H se expresa en %, P_{sv} en Pascales y dz en metros.

Sustituyendo en (2.1.5), tenemos:

(2.1.6)

$$IWV_{z_0-z} \left(\frac{kg}{m^2} \right) = \int_{z_0}^z \frac{H(\%) P_{sv}(Pa)}{46152 \left(\frac{J}{kgK} \right)} \frac{1}{T(K)} dz(m)$$

Esta es la expresión que usaremos para obtener, a partir de los sondeos, el vapor de agua precipitable expresado en $\frac{kg}{m^2}$ y acumulado o integrado desde un nivel establecido como referencia hasta una cierta altitud z de interés.

Ahora bien, en la literatura, existen multitud de expresiones para obtener con mayor o menor precisión el valor de la presión de saturación del vapor de agua P_{sv} y son muchos los autores que han venido utilizando unas u otras a medida que se han ido desarrollando las investigaciones en este campo. Como ejemplo, podemos citar aquí la ecuación de Tetens (Tetens, O., 1930), la ecuación de Goff-Gratch (Goff, J. A. y S. Gratch, 1946), la fórmula empírica de Magnus-Tetens (Murray, F. W., 1967), la de Sonntag (Sonntag, D., 1994), etc.

En este trabajo nosotros evaluamos la presión de saturación del vapor de agua mediante la fórmula empírica de Magnus (Morán, 1944), que es una expresión precisa, compacta y sencilla a la hora de programar su cálculo:

(2.1.7)

$$P_{sv}(hPa) = 6.10 \times 10^{\frac{7.4475 \times t(^{\circ}C)}{234.07 + t(^{\circ}C)}}$$

2.2 Razón de mezcla del vapor de agua

La razón de mezcla R para el vapor de agua se define como la masa de vapor de agua contenida en la unidad de masa de aire seco, m_{as} , o equivalentemente, el cociente entre la densidad volumétrica del vapor de agua y la del aire seco, ρ_{as} :

(2.2.1)

$$R = \frac{m_v}{m_{as}} = \frac{\rho_v}{\rho_{as}}$$

Aplicando la expresión (2.1.3) al caso particular del aire seco (aire sin vapor de agua), se tiene que:

(2.2.2)

$$\rho_{as} = \frac{P_{as}}{\frac{R_g}{M_{as}} T} = \frac{P - P_v}{\frac{R_g}{M_{as}} T}$$

Donde P_{as} es la presión del aire seco, P_v es la presión (parcial) del vapor de agua, $P = P_v + P_{as}$ es la presión del aire húmedo, y M_{as} es el peso molecular del aire seco.

$$M_{as} = 0.0289645 \left(\frac{kg}{mol} \right)$$

Entonces, si en (2.2.1) sustituimos la expresión (2.1.3) para el vapor de agua y (2.2.2) para el aire seco, tenemos que la razón de mezcla es:

(2.2.3)

$$R = \frac{\rho_v}{\rho_{as}} = \frac{M_v}{M_{as}} \frac{P_v}{P - P_v} = 0.62198 \frac{P_v}{P - P_v}$$

La expresión (2.2.3) representa la masa de vapor de agua contenida en la unidad de masa de aire seco y viene expresada en kilogramos de vapor de agua contenidos en 1 kilogramo de aire seco.

Hay que observar que mientras que el agua precipitable acumulada desde la superficie, o desde cualquier otra referencia de interés establecida, hasta un nivel determinado se obtiene integrando o sumando la que hay contenida en los diferentes estratos del sondeo definidos entre cada 2 niveles por debajo del mismo, la razón de mezcla se define para cada nivel independientemente de la que haya por encima o por debajo.

2.3 Relación entre el vapor de agua precipitable y la razón de mezcla

Por lo dicho en el párrafo anterior, también es posible obtener el vapor de agua precipitable a partir de la razón de mezcla.

En efecto, si sustituimos en la ecuación (2.1.1) la relación (2.2.1) de la razón de mezcla con el cociente entre las densidades volumétricas del vapor de agua y del aire seco, tenemos que:

(2.3.1)

$$IWV_{z_0-z} = \int_{z_0}^z R \rho_{as} dz$$

Sustituyendo en (2.3.1) la densidad volumétrica del aire seco por su expresión (2.2.2):

(2.3.2)

$$IWV_{z_0-z} = \int_{z_0}^z R \frac{P - P_v}{\frac{R_g}{M_{as}} T} dz$$

Finalmente, expresando la presión parcial del vapor de agua en función de su presión de saturación y de la humedad relativa, tendremos que:

$$IWV_{z_0-z} = \int_{z_0}^z R \frac{P - \frac{HP_{sv}}{100}}{\frac{R_g}{M_{as}} T} dz$$

(2.3.3)

$$IWV_{z_0-z} = \frac{1}{100 \frac{R_g}{M_{as}}} \int_{z_0}^z R \frac{100P - HP_{sv}}{T} dz$$

3. METODOLOGÍA DE LA EVALUACIÓN

3.1 Reconstrucción de las series diarias de IWV

Los sondeos aerológicos que miden, entre otras variables, los perfiles atmosféricos de la presión, temperatura y humedad, se vienen lanzando dos veces al día en Tenerife desde 1994 hasta la actualidad (estaciones N° 60020 y 60018, anteriormente mencionadas). Tales radiosondeos se integran dentro de la Red GUAN y se está trabajando, actualmente, en su incorporación progresiva a la Red GRUAN (estación 60018).

Desde el 20 de mayo de 1994 hasta el 30 de junio de 1999, los lanzamientos diurnos se hacían a las 10 UTC y, en excepciones, a las 11 UTC, mientras que los lanzamientos nocturnos se hacían a las 21 UTC o 22 UTC. Sin embargo, a partir del 1 de julio de 1999, la inmensa mayoría de los lanzamientos diurnos se hacen a las 11 UTC, y los nocturnos a las 23 UTC, salvo algunas pocas excepciones y campañas esporádicas.

Para intentar homogeneizar los horarios de los lanzamientos, consideraremos únicamente el IWV obtenido de los sondeos lanzados a las 11 UTC y a las 23 UTC, por lo que descartaremos el período comprendido entre mayo de 1994 y junio de 1999.

Además, desde 1994 hasta 2005, los sondeos se lanzaban manualmente desde las instalaciones del Centro Meteorológico Territorial de Canarias Occidental, situado en Santa Cruz de Tenerife (28.46° N, 16.26° W, 36 msnm). Sin embargo, a partir de 2005 se vienen lanzando automáticamente desde la vecina localidad de Güímar (28.32° N, 16.38° W, 115 msnm), situada unos 20 km al sur de Santa Cruz de Tenerife. En este trabajo, consideramos que ambos puntos de lanzamiento son equivalentes. Esto se justifica teniendo en cuenta que la deriva horizontal típica de las radiosondas durante el ascenso vertical en la troposfera es del orden de unos 20 km (Seidel, 2011).

De hecho, una de las principales limitaciones de los datos de los radiosondeos es, precisamente, que las medidas de la presión, temperatura y humedad no se realizan en un perfil estrictamente vertical, puesto que, debido al viento, el globo-sonda se desplaza respecto de la vertical siguiendo trayectorias diferentes cada día. En cualquier caso, en este trabajo asumiremos que el perfil diario es siempre vertical. Otra limitación importante de los datos es la escasa resolución temporal, puesto que los lanzamientos se realizan únicamente dos veces al día, si bien, durante determinadas campañas ha habido más lanzamientos diarios.

Actualmente, los radiosondeos en Tenerife se someten a dos tratamientos diferentes: uno propio de AEMET (datos GUAN) y otro paralelo en el marco de la Red GRUAN (datos GRUAN). Ambos conjuntos de datos se emplean en este trabajo, por lo que resulta fundamental conocer las características específicas de cada uno.

Los datos GUAN se obtienen en el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI), mediante una evaluación y tratamiento propios. Como primer paso del tratamiento y con el fin de asegurar la continuidad de la serie temporal completa, se aplican las correcciones descritas en Romero Campos et al. (2012) a los datos obtenidos con las sondas RS80 y RS92. Para las sondas RS41, introducidas en 2017, se ha optado por emplear las mismas correcciones que para las RS92. Posteriormente, se calcula el valor del IWV como magnitud derivada. En este cálculo, se utiliza la fórmula empírica de Magnus (expresión 2.1.7) para obtener la presión de saturación del vapor de agua.

Período	Tipo de sonda	Disponibilidad serie GRUAN
20/05/1994 – 30/06/1999 (no incluido en las series)	RS80 (pocos registros)	No
01/07/1999 - 25/05/2005	RS80	No
26/05/2005 – 31/12/2007	RS92	No
01/01/2008 – 12/12/2017	RS92	Sí
13/12/2017 - actualidad	RS41	Sí

Tabla 3.1.1: Períodos de uso de los diferentes tipos de sondas Vaisala RS80, RS92 y RS41 en los radiosondeos sobre Tenerife.

El IWV se calcula en toda la troposfera, así como en 13 estratos verticales de referencia, definidos de la siguiente manera:

- Un primer estrato desde la altitud de lanzamiento (*SFC*) hasta los 1500 m, coincidiendo con la altitud aproximada de la inversión térmica sobre la isla. Dado que bajo la inversión el estrato es aproximadamente homogéneo, se considera que no es necesario tomar estratos de menor espesor en esta zona.

- Tres estratos de 500 m de espesor entre los 1500 y los 3000 m de altitud. Tras superar la inversión, se definen estratos de menor espesor hasta situarnos en la troposfera libre (alrededor de 3000 m de altitud). En esta zona los efectos locales quedan minimizados debido a que la inversión térmica bloquea los ascensos convectivos desde los niveles inferiores.

- Nueve estratos de 1000 m de espesor en la troposfera libre, entre los 3000 y los 12000 m de altitud. En esta capa se suelen dar condiciones asociadas a una atmósfera de fondo o de *background* no contaminada, y la presencia de vapor de agua es pequeña o muy pequeña, por lo que decidimos escoger estratos de mayor espesor hasta llegar a la altitud aproximada de la tropopausa (12000 m).

Para el caso de este estudio, por motivos de simplicidad, se utiliza una configuración de 5 estratos de trabajo: 4 estratos de 2000 m de espesor (*SFC*-2 km, 2-4 km, 4-6 km y 6-8 km) y un último estrato que incluye toda la troposfera (*SFC*-12 km). Para obtener el IWV de estos estratos, se parte de los datos de IWV en los estratos de referencia, ya sometidos al tratamiento y las correcciones descritas. A partir de ellos, el IWV en los estratos de trabajo se calcula utilizando la interpolación por esplines cúbicos. Para este cálculo, se seleccionan únicamente los sondeos GUAN que tienen disponibles los 13 estratos verticales de referencia. La Figura 3.1.1 muestra los datos del $IWV_{SFC-12km}$ GUAN para Tenerife a las 11 UTC obtenidos de esta manera.

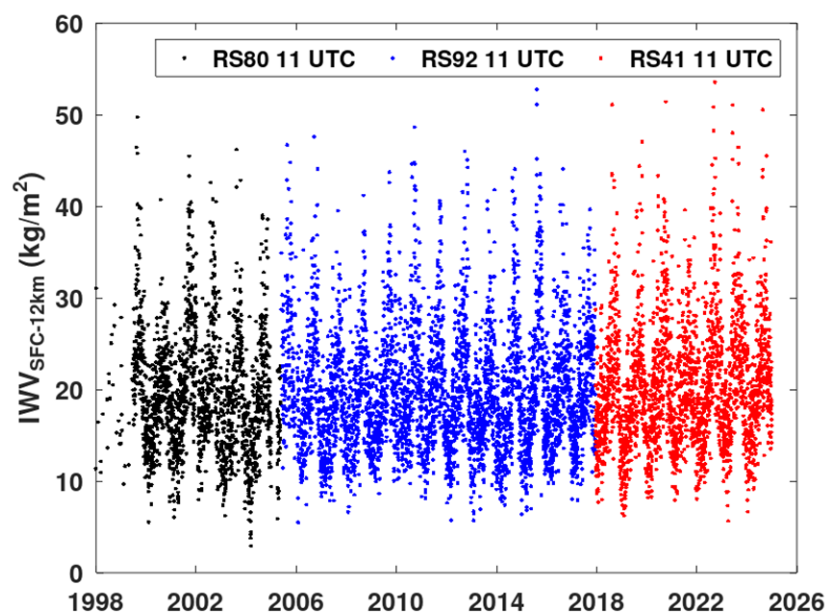


Figura 3.1.1: Serie GUAN de vapor de agua precipitable hasta 12 km de altitud sobre Tenerife a las 11 UTC (2008-2024). En negro, valores obtenidos con sondas Vaisala RS80; en azul, con sondas Vaisala RS92 y, en rojo, con sondas Vaisala RS41.

Por su parte, los datos GRUAN se obtienen tras ser enviados a la base de datos de la Red GRUAN, que es la red de observación de referencia mundial para GUAN, y que está copatrocinada, entre otros organismos, por la Organización Meteorológica Mundial. En esta base de datos se les aplica un protocolo de depuración y evaluación estandarizado y centralizado a nivel mundial, que garantiza la calidad de los perfiles de presión, temperatura y humedad, así como de los productos derivados como el vapor de agua precipitable integrado en columna o la razón de mezcla.

La Red de Referencia GRUAN utiliza la formulación de Hyland y Wexler (Hyland, R.W. & Wexler, A., 1983) para obtener la presión de saturación del vapor de agua. Esta formulación fue citada por Dirksen en su artículo (Dirksen et al., 2014), donde se describe el proceso GRUAN de referencia de tratamiento de los datos de las sondas Vaisala RS92 para la obtención de medidas de calidad en la atmósfera superior. La formulación de Hyland y Wexler es válida para el rango de temperaturas comprendido entre -100°C y 200°C , y es la que está implementada en el algoritmo ASHRAE usado por GRUAN y por el NIST (*National Institute of Standards and Technology*) de los EEUU.

Para la obtención del IWV con las RS41 en los diferentes estratos de trabajo hasta los 12 km, hemos utilizado la variable “vapor de agua precipitable acumulada por estratos (*ciwv*)”, suministrada en los ficheros netCDF, en aquellos días en los que el sondeo igualó o superó dicha altitud. En el caso de las RS92, lo hemos obtenido a partir de la variable “razón de mezcla (*WVMR*)”, definida para cada nivel del sondeo en el fichero netCDF correspondiente, e integrando por la regla trapezoidal la expresión 2.3.3 en los estratos de trabajo. Para ello, se ha utilizado como valor de la presión de saturación del vapor de agua el obtenido con la formulación de Hyland y Wexler (1983), que es la empleada en la red GRUAN. Los ficheros netCDF utilizados con las sondas RS41 y RS92 corresponden, respectivamente, a las versiones

1 y 2 de productos GRUAN. Los detalles sobre la generación de los mismos pueden encontrarse en (Sommer, M. et al., 2022) para las RS41 y, en (Sommer, M. et al., 2012), para las RS92. Ambos tipos de ficheros se encuentran disponibles para Tenerife y se pueden descargar de forma gratuita desde (<https://www.gruan.org/data>), previo registro del usuario.

Aunque la red GRUAN es la red de referencia mundial para GUAN, sus datos presentan importantes limitaciones en cuanto a su disponibilidad en el período de estudio. Así, los datos GRUAN evaluados para Tenerife con calidad garantizada disponibles en esta red corresponden a 8548 sondeos, que abarcan únicamente el período de 2008 hasta el presente, además con importantes lagunas.

Esto puede observarse en la Figura 3.1.2, que muestra la serie del $IWV_{SFC-12km}$ GRUAN para Tenerife a las 11 UTC. Aquí, podemos apreciar que existe una gran ausencia de datos entre 2010 y 2016, si bien en los años 2010 y 2014 sí hay datos de parte del año. En 2011 y 2015 se dispone de un único sondeo. También se observa que casi todas las zonas de ausencia de datos están relacionadas con las sondas RS92. Los valores del IWV para los diferentes estratos, tanto a las 11 UTC como a las 23 UTC, se mueven en diferentes escalas, pero son cualitativamente similares a la de la Figura 3.1.2.

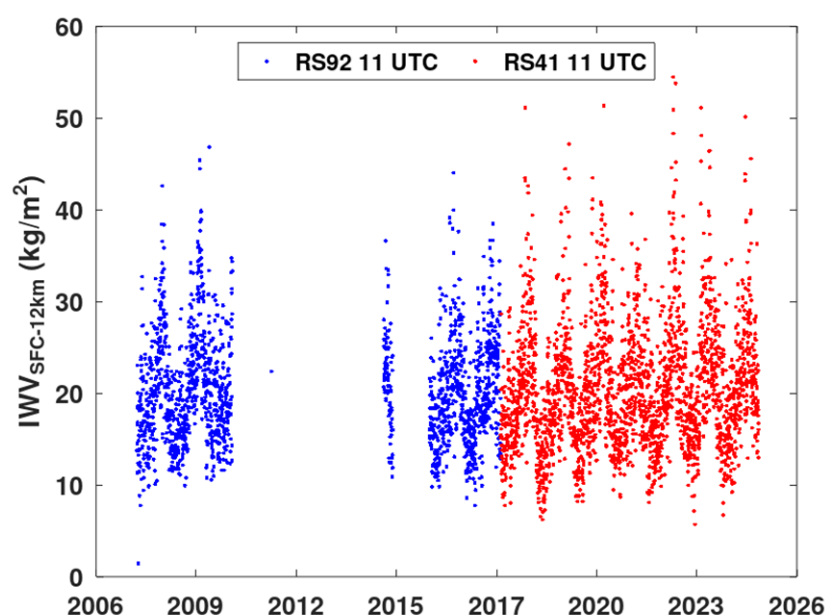


Figura 3.1.2: Serie GRUAN de vapor de agua precipitable hasta 12 km de altitud sobre Tenerife a las 11 UTC (1999-2024). En azul, valores obtenidos con sondas Vaisala RS92 y, en rojo, con sondas Vaisala RS41.

Teniendo esto en cuenta, es necesario desarrollar un formalismo que permita completar la serie GRUAN haciendo uso de los datos GUAN, cuya serie es más larga y continua. Para poder extender las series GRUAN a partir de las series GUAN, se estudia la correlación entre ambas. En particular, se estudia el valor de $IWV_{SFC-12km}^{GRUAN}$ y $IWV_{SFC-12km}^{GRUAN}$ a las 11UTC y a las 23 UTC, eligiendo aquellas parejas de valores que son trazables si satisfacen el criterio establecido en la Nota Técnica N° 40 de AEMET (Romero Campos et al., 2023), según el cual,

el valor absoluto de las diferencias entre los miembros de la pareja ha de ser inferior o igual a 1.7 kg/m^2 .

A los datos, además, se les exigen los siguientes requisitos: el valor GRUAN debe existir, las horas de lanzamiento deben ser las seleccionadas y los 13 estratos verticales de referencia deben estar disponibles. Bajo estos criterios, se tienen 8220 registros de $\text{IWV}_{\text{SFC-12km}}$ de los cuales 8091 son trazables y 129 son no trazables. Esto supone una trazabilidad total entre GUAN y GRUAN, sin hacer distinción en el tipo de sondas ni en las horas de lanzamiento, del 98.43%. Separando la trazabilidad por tipo de sonda y por hora de lanzamiento, tenemos: RS92 y 11 UTC: 94.11% (1471 sondeos de 1563); RS92 y 23 UTC: 97.90% (1633 sondeos de 1668); RS41 y 11 UTC: 99.96% (2491 sondeos de 2492); RS41 y 23 UTC: 99.96% (2496 sondeos de 2497).

Para la relación entre los valores GUAN y GRUAN del IWV, se lleva a cabo un ajuste por mínimos cuadrados suponiendo una dependencia de proporcionalidad:

$$\text{IWV}_{\text{SFC-12km}}^{\text{GRUAN}} = \gamma \cdot \text{IWV}_{\text{SFC-12km}}^{\text{GUAN}}$$

por lo que la corrección de los datos se realiza mediante un factor de conversión único, γ . Es razonable suponer que la relación entre el dato GUAN y el dato GRUAN dependerá esencialmente del tipo de sonda empleada, por lo que se realiza un ajuste por mínimos cuadrados para cada tipo de sonda y hora de lanzamiento. Dado que para poder realizar este ajuste deben existir tanto el dato GUAN como el dato GRUAN, solo se puede trabajar en el período 2008-2024. Por lo tanto, se calculará el factor de conversión γ para las sondas RS92 y RS41, siendo imposible obtenerlo para las sondas RS80.

La inclusión de una ordenada en el origen para el ajuste se ha descartado, ya que no supone una mejora significativa de la trazabilidad respecto del ajuste realizado con un único factor de conversión, entendiendo la trazabilidad como la condición de que el valor absoluto de las diferencias entre el valor GRUAN y el valor GUAN corregido mediante uno u otro ajuste sea inferior o igual a 1.7 kg/m^2 . Así, el ajuste con ordenada en el origen sólo proporciona, en el mejor de los casos (sondas RS92 a las 23UTC), 8 sondeos trazables más que el ajuste proporcional, lo que no supone una mejora significativa.

En la Figura 3.1.3, representamos los datos de la red GRUAN frente a los datos de la red GUAN para las parejas trazables de ambas evaluaciones, diferenciando el tipo de sonda y la hora de lanzamiento. Los resultados del ajuste por mínimos cuadrados se presentan en la Tabla 3.1.2.

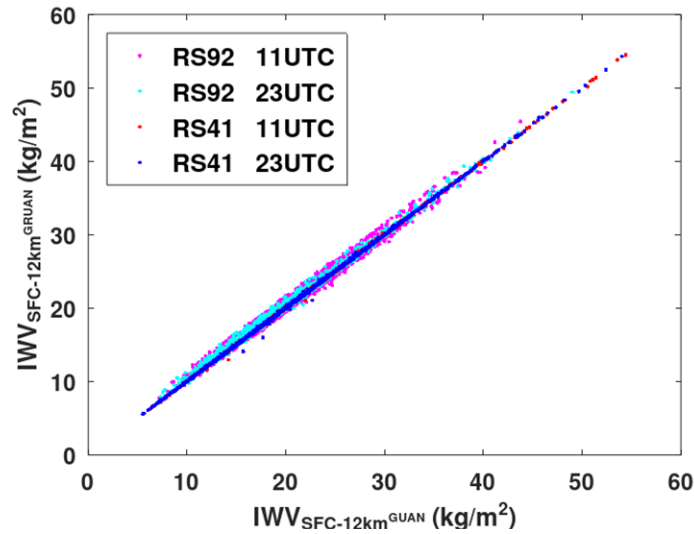


Figura 3.1.3: Valor del IWV GRUAN en función del valor del IWV GUAN sobre Tenerife entre 2008-2024. El tipo de sonda y la hora de lanzamiento del sondeo se distinguen mediante colores.

SONDA	LANZAMIENTO	$\gamma \pm \Delta\gamma$	r	N
RS92	11 UTC	1.0160 ± 0.0032	0.9860	1471
RS92	23 UTC	1.0105 ± 0.0016	0.9957	1633
RS41	11 UTC	1.0004 ± 0.0002	0.9999	2491
RS41	23 UTC	1.0008 ± 0.0003	0.9998	2496

Tabla 3.1.2: Parámetro γ del ajuste mediante regresión lineal entre el IWV GUAN y el IWV GRUAN sobre Tenerife en función del tipo de sonda y hora de lanzamiento, en el período 2008-2024. Se muestran también el coeficiente de correlación de Pearson r y el número de datos empleados en cada ajuste, N .

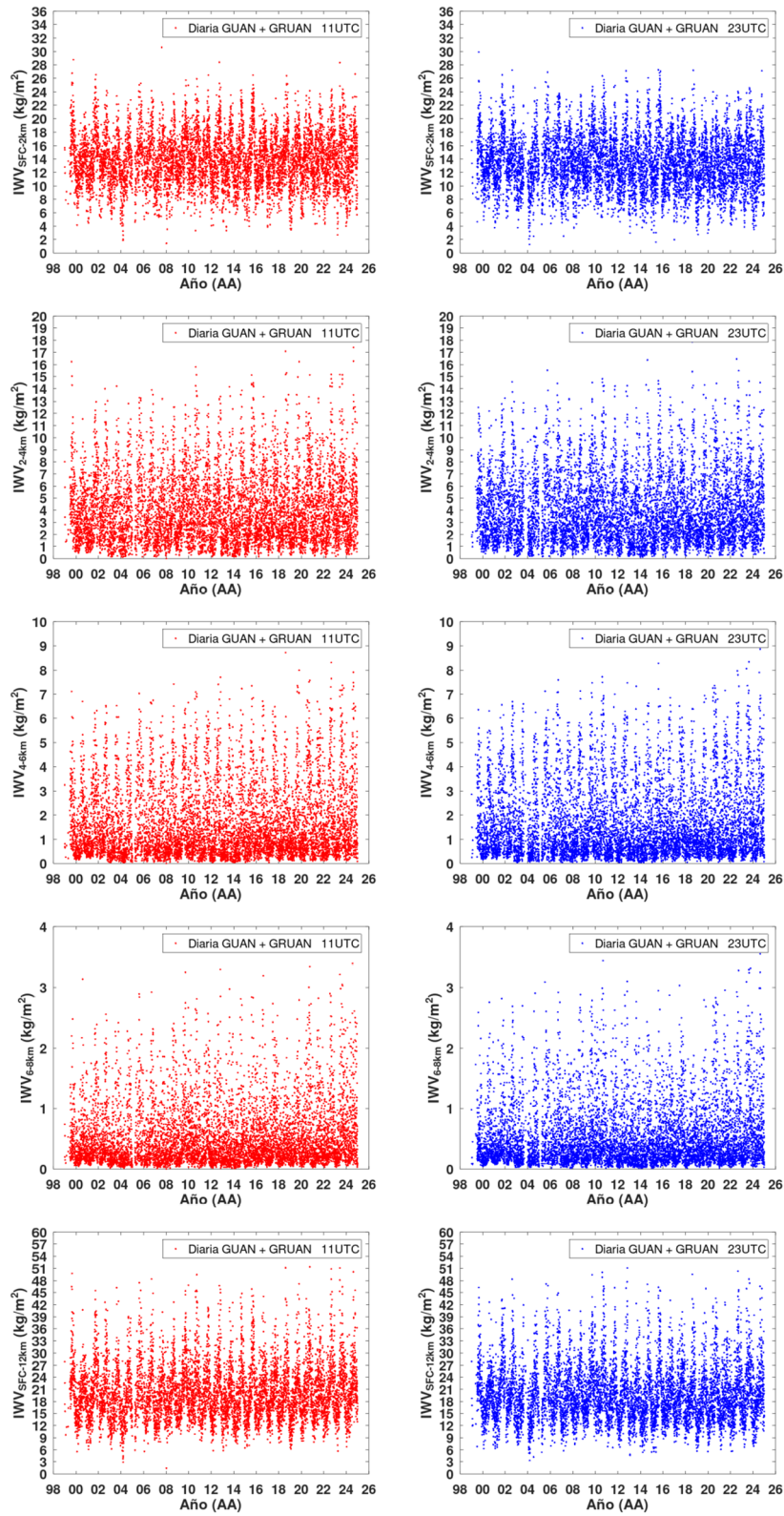
Como puede verse en la tabla, las correlaciones de Pearson entre las parejas trazables son muy altas (superiores a 0.986). El factor de conversión γ es muy próximo a 1, siendo las correcciones máximas de un 1.6% (sondas RS92 a las 11 UTC). Nótese que el ajuste de los datos se lleva a cabo con la variable $IWV_{SFC-12km}$, esto es, con el vapor de agua precipitable en toda la columna troposférica. Sin embargo, se supone que el factor de conversión obtenido es válido también para los otros 4 niveles de trabajo, es decir, para las variables $IWV_{SFC-2km}$, IWV_{2-4km} , IWV_{4-6km} y IWV_{6-8km} .

Por otra parte, si bien el ajuste por mínimos cuadrados de los datos GUAN y GRUAN se realiza únicamente en el período 2008-2024, por ser en el que ambas series están disponibles, se considera que tal ajuste es extrapolable en el periodo anterior en el que se usan sondas RS92. Esto es, el factor de conversión γ de las sondas RS92 se utiliza en todo el período 2005-2017. Los datos anteriores, correspondientes al período 1999-2005, tomados con las sondas RS80, no pueden ser convertidos mediante este procedimiento, ya que no puede calcularse γ , por lo que se utilizan sin corregir, lo que debe ser tenido en cuenta en el análisis posterior de homogeneidad de las series.

Las series se completarán de la siguiente manera. En el caso de que existan valores GRUAN, se utilizarán estos datos. Si el valor GRUAN no existe, se utiliza el valor GUAN, corrigiéndolo mediante el factor de conversión γ dado por el ajuste correspondiente (dependiendo del tipo de sonda y hora de lanzamiento). No se aplican conversiones GUAN-GRUAN a los valores de IWV obtenidos con las sondas más antiguas (RS80). En total, se han convertido 8971 registros de datos de IWV GUAN a GRUAN para rellenar las ausencias en la serie GRUAN.

Por último, una vez se ha reconstruido la serie GRUAN mediante las conversiones anteriores, se aplica un filtro iterativo a los valores de $IWV_{SFC-12km}$ de la serie reconstruida para la detección de datos anómalos (*outliers*). Dicho filtro, descrito en el artículo de Lanzante (1996), está basado en el cálculo de la mediana y desviación estándar ponderadas. Se consideran anómalos aquellos valores diarios de la serie reconstruida de IWV cuyas diferencias en valor absoluto con la mediana ponderada de la misma superen 5 veces la desviación estándar ponderada respecto de dicha mediana. Estos datos estadísticamente se encuentran en los extremos o colas de la distribución de frecuencias y, por tanto, son pocos, pero pueden resultar excesivamente grandes o pequeños comparados con los del resto de la serie.

El filtro detectó como anómalos los valores del $IWV_{SFC-12km}$ de 13 registros, 4 a las 11 UTC y 9 a las 23 UTC. Al ser estos solo unos pocos valores diarios que superan los 51 kg/m^2 de IWV, se ha decidido descartarlos del estudio para evitar que puedan influir en los promedios y, sobre todo, en el cálculo de tendencias, dando lugar a valores poco realistas de estas últimas. Los datos que no superan el filtro para $IWV_{SFC-12km}$ se descartan para todos los estratos de trabajo. Una vez reconstruidas las series diarias y aplicado el filtro, se obtienen los conjuntos de datos con los que se trabajará en este estudio, mostrados en la Figura 3.1.4.



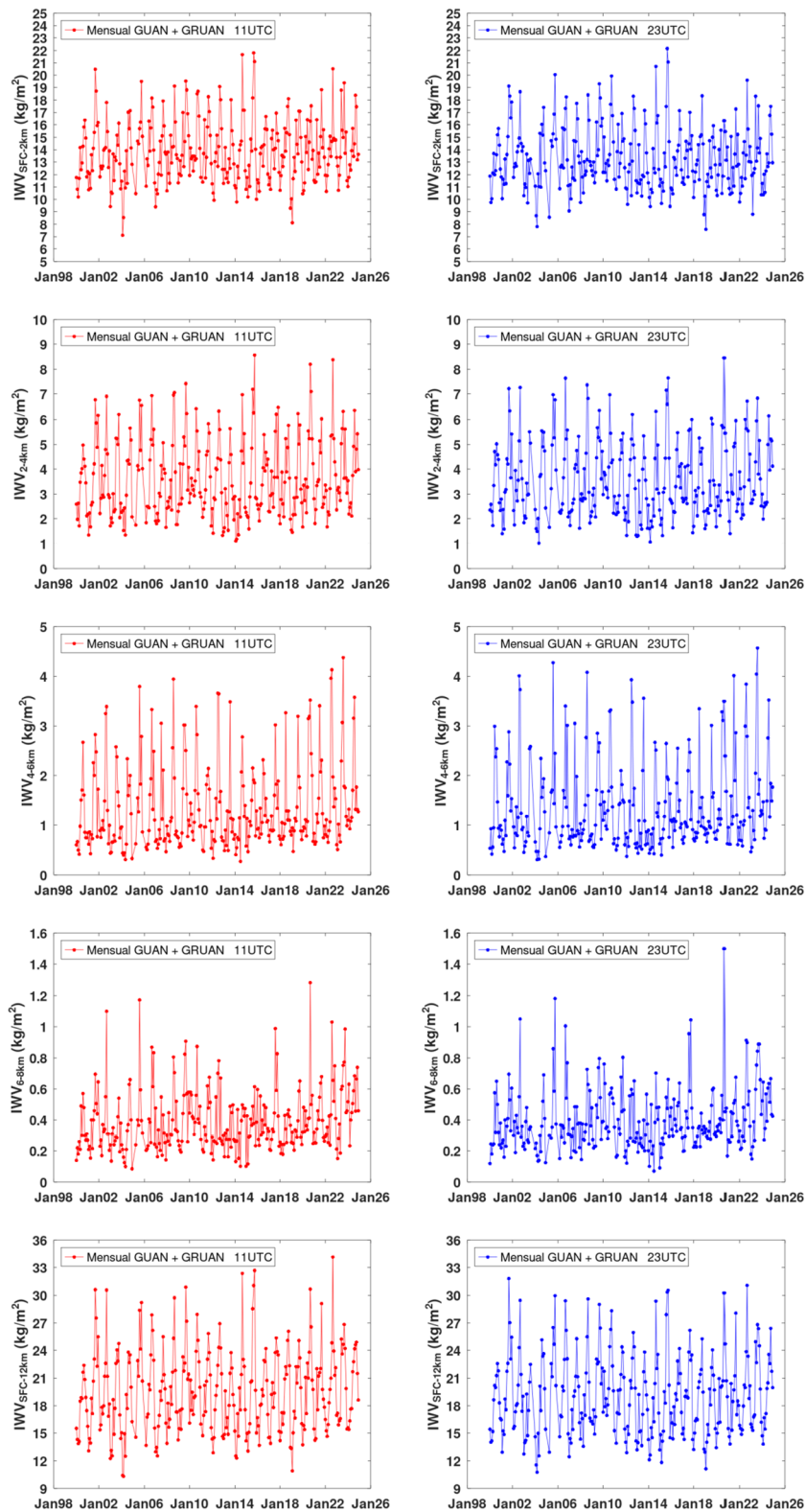
Figuras 3.1.4: Reconstrucción de las series diarias GUAN+GRUAN de IWV en diferentes estratos hasta 12 km de altitud sobre Tenerife a las 11 y 23 UTC entre 1999 y 2024, utilizando en su caso los factores de conversión entre valores trazables de ambas evaluaciones.

3.2 Obtención de las series mensuales y anuales

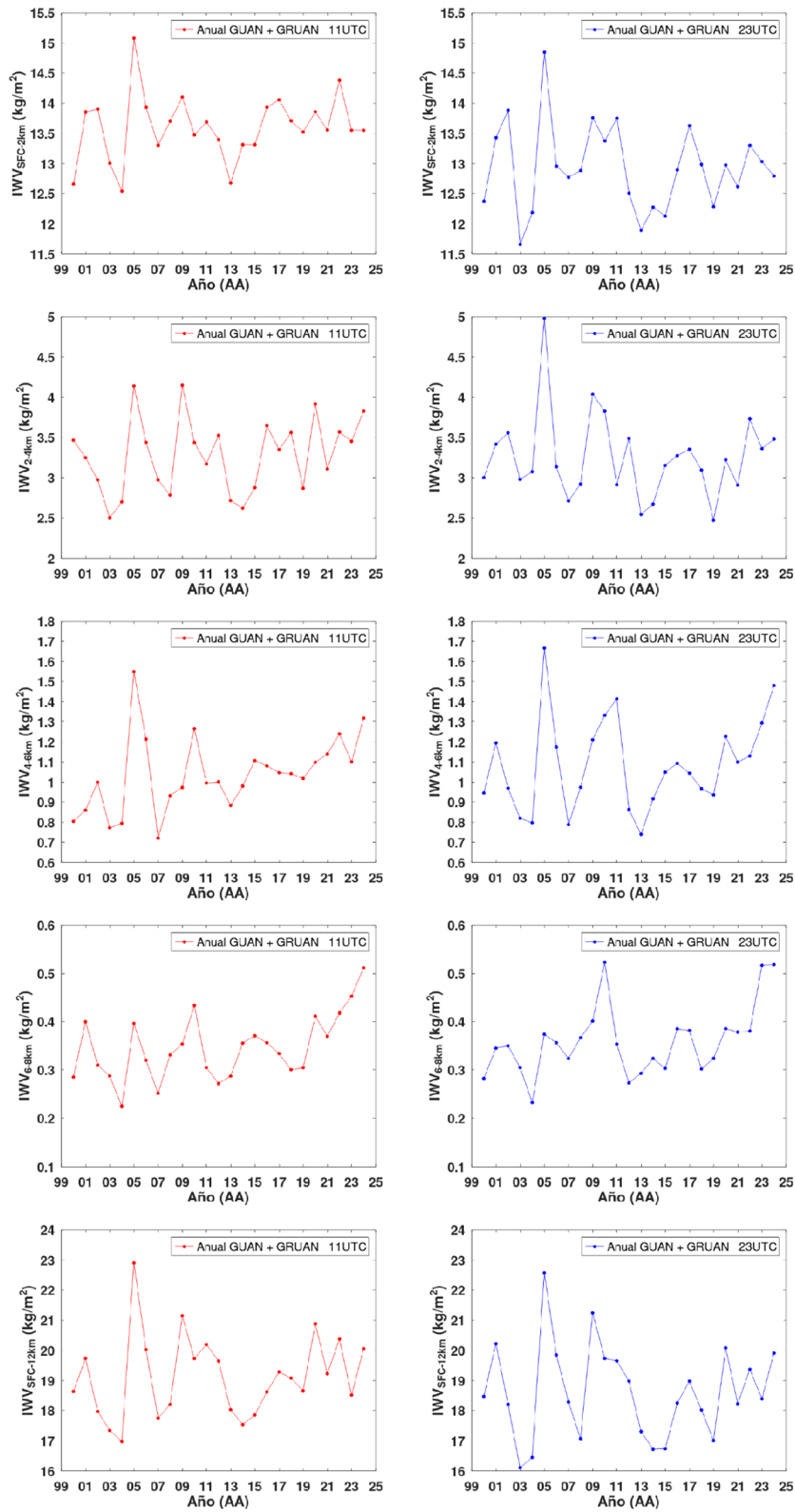
Las series mensuales y anuales se obtienen como un producto derivado de las series diarias reconstruidas desde 1999. Así, las series mensuales diurnas y nocturnas se calculan promediando los valores de cada mes del IWV a las 11 UTC y a las 23 UTC, respectivamente. A su vez, a partir de las series mensuales, obtenemos las correspondientes series anuales diurnas y nocturnas, promediando los valores de cada año.

Para asegurar la representatividad mensual o anual de los promedios, en este trabajo establecemos como requisito necesario para calcularlos que al menos un 60% de los valores totales estén disponibles, lo que se denominará regla del 60%. De esta manera, para el caso de las series mensuales, el promedio se obtiene si disponemos al menos de 18 valores diarios en el mes en cuestión; en el caso de las anuales, el promedio se obtiene si disponemos de al menos 7 promedios mensuales en dicho año. En esta nota técnica, tanto los promedios mensuales como anuales se eligen como medianas y no como medias, por considerarse el valor de la mediana una mejor medida de la tendencia central en este caso, dado que no está sesgado por valores excepcionalmente altos o bajos.

Las series mensuales se muestran en la Figura 3.2.1. Aquí se observa que, en las series de las 11 UTC, hay 9 meses que no cumplen la regla del 60% y que, por lo tanto, no aparecen: enero de 2002, enero a marzo de 2005, mayo y diciembre de 2005, enero y febrero de 2006 y febrero de 2011. En el caso de las series mensuales a las 23 UTC faltan, además de los datos de las fechas anteriores, los de septiembre a diciembre de 2003, sumando un total de 13 meses. El número de valores de una serie mensual continua de 25 años es de 300, por lo que se considera que un máximo de sólo 13 valores faltantes no influye significativamente en el cálculo de las tendencias, por lo que es aceptable. Las series anuales se muestran en la Figura 3.2.2. Como puede observarse, en este caso todas las series están completas.



Figuras 3.2.1: Series mensuales GUAN+GRUAN de IWV en diferentes estratos hasta 12 km de altitud sobre Tenerife, a las 11 y 23 UTC, entre 2000 y 2024.



Figuras 3.2.2: Series anuales GUAN+GRUAN de IWV en diferentes estratos hasta 12 km de altitud sobre Tenerife, a las 11 y 23 UTC, entre 2000 y 2024.

3.3 Estudio de la homogeneidad de las series obtenidas

El uso de los tradicionales tests de hipótesis para determinar la homogeneidad de las series temporales requiere, como condición necesaria para su validez, que los datos sean independientes entre sí, es decir, que no haya correlación serial entre los mismos. En el caso de las series diarias, esta condición no se cumple, ya que, la persistencia para un día concreto de las condiciones atmosféricas que se dieron el día anterior, influye en la probabilidad de ocurrencia de un cierto valor de IWV para dicho día. Como límite razonable, consideramos que la persistencia es relevante únicamente dentro de la escala sinóptica (3-5 días), puesto que las correlaciones suelen decaer rápidamente fuera de ella. Por lo tanto, para las series mensuales y anuales, cuyos intervalos temporales son muy superiores a la escala sinóptica, la persistencia puede considerarse despreciable y los datos pueden tratarse como independientes entre sí.

En esta nota técnica, analizaremos la homogeneidad de las series mensuales y anuales aplicando el test de la suma de rangos de Wilcoxon, también denominado prueba de la U de Mann-Whitney o prueba de Mann-Whitney-Wilcoxon (Mann y Whitney, 1947). Este método, es una prueba no paramétrica aplicada a dos muestras independientes, es decir, no presupone ningún tipo de distribución de frecuencias asociado a los valores de las series. La prueba nos permite determinar si existe un cambio significativo entre las distribuciones de dos muestras, esto es, si los valores de una de las muestras tienden a ser sistemáticamente mayores o menores que los de la otra, incluso para muestras relativamente pequeñas y/o con tamaños diferentes.

La hipótesis nula del test establece que no existe una diferencia sistemática entre las dos muestras X e Y: la probabilidad de que un valor tomado al azar de la muestra X sea menor que uno tomado de la muestra Y es la misma que la de que sea mayor, es decir, $P(X < Y) = P(Y < X) = 0.5$. A esta situación la denominamos “igualdad estocástica”, y describe el caso en el que ninguna de las dos distribuciones tiende a generar valores sistemáticamente más altos o más bajos que la otra. Si podemos rechazar esta hipótesis con un cierto nivel de confianza, entonces concluimos, con ese mismo nivel de confianza, que existe un salto significativo entre ambas distribuciones.

Normalmente se trabaja con un nivel de confianza, nc , del 95% o, lo que es equivalente, con un nivel de significación α de 0.05. La relación matemática entre ambos conceptos es:

(3.3.1)

$$nc = 100 \times (1 - \alpha)$$

El nivel de significación α representa el riesgo o probabilidad máxima permitida de cometer un error al rechazar incorrectamente la hipótesis nula (igualdad estocástica) cuando realmente es cierta. Este riesgo se denomina en el contexto de los test de hipótesis como error del tipo I. Por lo tanto, al rechazar una hipótesis nula tendríamos una probabilidad α de equivocarnos en el caso de que fuera cierta. El nivel de significación sólo se vincula o se relaciona con la decisión de rechazar la hipótesis nula, no tiene significado estadístico cuando se acepta dicha hipótesis.

En el caso de aceptación de la hipótesis nula, puede ocurrir que en realidad sea falsa. En este caso cometeríamos un error del tipo II, cuya probabilidad no está relacionada directamente con el nivel de significación, sino que depende de varios factores como la verdadera distribución de frecuencias, la potencia del test aplicado o el tamaño de la muestra.

Para la aplicación del test de la suma de rangos de Wilcoxon, en primer lugar, es necesario combinar las dos muestras, ordenando los valores de menor a mayor. Posteriormente, se asigna a cada valor un rango, que corresponde a su posición en este orden combinado. La suma de los rangos de los valores pertenecientes a cada muestra se denomina R_1 y R_2 , respectivamente. A partir de estas sumas se calcula el estadístico U del test de la suma de rangos de Wilcoxon, que mide hasta qué punto los valores de una muestra tienden a situarse por encima o por debajo de los de la otra. Siendo n_1 y n_2 los tamaños respectivos de cada muestra, el estadístico U se obtiene mediante la expresión:

(3.3.2)

$$U = \min(U_1, U_2)$$

Donde:

(3.3.3)

$$U_1 = n_1 n_2 + \frac{n_1(n_1 + 1)}{2} - R_1$$

y:

(3.3.4)

$$U_2 = n_1 n_2 + \frac{n_2(n_2 + 1)}{2} - R_2$$

Suponiendo cierta la hipótesis nula de que ninguna muestra tiende a dar valores superiores a la otra, se denomina *valor-p* a la probabilidad de obtener un resultado tan extremo o más alejado de la hipótesis nula como el valor observado. Este valor nos ayuda a diferenciar resultados que son estadísticamente significativos frente a otros que no lo son. El *valor-p* se obtiene comparando el U observado con la distribución teórica de U bajo la hipótesis nula, es decir, evaluando cuán probable sería obtener un estadístico U igual o más extremo que el calculado si realmente no existiera ninguna diferencia entre las dos muestras.

Cuando el *valor-p* del estadístico sea menor o igual al nivel de significación α , debemos rechazar la hipótesis nula de igualdad estocástica entre ambas muestras a nuestro nivel de confianza, es decir, no podremos garantizar con un nivel de confianza nc que una de las distribuciones no tienda a generar valores sistemáticamente mayores que la otra. En este caso, aceptamos la hipótesis alternativa y concluimos que existe un salto significativo entre ambas distribuciones. Análogamente, si el *valor-p* es mayor que el nivel de significación, podremos garantizar con un nivel de confianza nc la igualdad estocástica de las dos muestras.

En el caso de este trabajo, las dos muestras que se comparan en la aplicación del test son conjuntos de datos dentro de la misma serie mensual o anual. Tomando un año concreto (año frontera), la serie se divide en dos muestras, la de los datos del año frontera y anteriores y la de los datos posteriores al año frontera. El test se lleva a cabo de manera correlativa: primero se aplica con el primer año como año frontera; después se repite con el segundo año y así sucesivamente hasta el último.

Si tras la aplicación recursiva del test sobre toda la serie no se detecta ningún salto significativo entre las muestras, se asume que no hay rupturas en la serie, por lo que esta es homogénea. En caso contrario, identificamos una ruptura de la homogeneidad, que se asocia al año frontera. En el caso de las series anuales existe un solo valor por cada año presente en cada muestra mientras que, en el caso de las series mensuales, se tiene un cierto número de valores mensuales por cada año presente en cada muestra.

En este trabajo, todos los cálculos de la aplicación del test y la obtención del *valor-p* se obtienen utilizando la función *ranksum.m* de OCTAVE, en la cual el *valor-p* se obtiene para un test estadístico de 2 colas. OCTAVE es un lenguaje de programación, muy similar a MATLAB, para la computación científica y numérica, de código abierto y libre bajo los términos de la Licencia Pública General (GPL) del sistema operativo GNU (<https://www.gnu.org>). Los resultados obtenidos de esta manera para las series mensuales y anuales con un nivel de confianza del 95% se muestran en la Tabla 3.3.1.

Como se aprecia en dicha tabla, los estratos homogéneos son, para todas las series, los dos primeros (SFC-2 km y 2-4 km) y el último (SFC-12 km), ya sean series mensuales o anuales y diurnas o nocturnas, lo que apoya la coherencia de los datos. La interpretación que se hace es la siguiente: los valores de $IWV_{SFC-2km}$, IWV_{2-4km} e $IWV_{SFC-12km}$ son significativamente más altos que los de IWV_{4-6km} , e IWV_{6-8km} , ya que, en ellos, se incluye la contribución de las capas inferiores, que es donde más vapor de agua se concentra. En cambio, en los estratos superiores el valor de IWV es bastante bajo lo que, unido a la variabilidad del mismo, hace posible que en su escala de magnitud se produzcan variaciones que den lugar a inhomogeneidades.

Serie mensual 11 UTC	Homogénea	Rupturas	<i>valor-p_{mín}</i>	<i>valor-p_{máx}</i>
$IWV_{SFC-2km}$	Sí	--	0.108	0.915
IWV_{2-4km}	Sí	--	0.071	0.999
IWV_{4-6km}	No	2004 2007-2009 2013-2021 2023	0.007	0.509
IWV_{6-8km}	No	2003-2009 2013-2023	0.0001	0.287
$IWV_{SFC-12km}$	Sí	--	0.082	0.884
Serie mensual 23 UTC	Homogénea	Rupturas	<i>valor-p_{mín}</i>	<i>valor-p_{máx}</i>
$IWV_{SFC-2km}$	Sí	--	0.068	0.980
IWV_{2-4km}	Sí	--	0.117	0.962
IWV_{4-6km}	No	2014-2015 2018-2021	0.011	0.964
IWV_{6-8km}	No	2004 2007-2008 2014-2016 2018-2023	0.003	0.446
$IWV_{SFC-12km}$	Sí	--	0.237	0.993
Serie anual 11 UTC	Homogénea	Rupturas	<i>valor-p_{mín}</i>	<i>valor-p_{máx}</i>
$IWV_{SFC-2km}$	Sí	--	0.107	0.978

IWV _{2-4km}	Sí	--	0.066	0.967
IWV _{4-6km}	No	2003-2004 2008-2009 2012-2021	0.007	0.239
IWV _{6-8km}	No	2013-2015 2017-2022	0.003	0.881
IWV _{SFC-12km}	Sí	--	0.072	1.000
Serie anual 23 UTC	Homogénea	Rupturas	valor-$p_{\min}$	valor-$p_{\max}$
IWV _{SFC-2km}	Sí	--	0.183	1.000
IWV _{2-4km}	Sí	--	0.122	1.000
IWV _{4-6km}	No	2019	0.038	1.000
IWV _{6-8km}	No	2004 2015 2018-2022	0.011	0.663
IWV _{SFC-12km}	Sí	--	0.234	0.945

Tabla 3.3.1: Caracterización de la homogeneidad de las series mensuales y anuales entre 2000 y 2024 en los diferentes estratos aplicando iterativamente el test de la suma de rangos de Wilcoxon a un nivel de confianza del 95% (nivel de significación del 0.05). Para todos los estratos, sean o no homogéneos, se muestran los valores mínimos y máximos del *valor-p* (*valor- $p_{\min}$* y *valor- $p_{\max}$* , respectivamente), correspondientes al barrido completo de la serie en dicho estrato. En la columna “Rupturas”, se muestran los años en los que se detecta, en el estrato correspondiente, un salto significativo al aplicar iterativamente el test a un nivel de confianza del 95% durante los barridos completos.

Estudiaremos en la siguiente sección las posibles tendencias a un nivel de confianza del 95% independientemente de que los estratos hayan sido catalogados o no como homogéneos. No obstante, debe tenerse en cuenta para las series no homogéneas que es posible que los resultados obtenidos puedan venir afectados por inhomogeneidades que no son consecuencia de ningún proceso natural, sino de la propia toma de datos.

4. ESTIMACIÓN DE LAS TENDENCIAS EN EL IWV

El estudio de la tendencia a largo plazo del IWV nos daría una idea de cómo va a evolucionar el *background* o contenido de fondo de dicha variable atmosférica en los próximos años o décadas, siempre que dicho comportamiento se mantenga. Para estudiar tal tendencia, es necesario tener en cuenta la naturaleza de los datos analizados. En el caso de los datos de vapor de agua troposférico a partir de radiosondeos, un simple ajuste por mínimos cuadrados no se considera una técnica adecuada, ya que puede dar lugar a tendencias espurias que no son estadísticamente significativas (Bodeker y Kremser, 2015) y por lo tanto no dan información real de la evolución temporal del IWV.

El método de mínimos cuadrados presenta, además, otras desventajas. Primero, está muy influido por los propios errores de los datos en la serie (Aswad et al., 2020). En segundo lugar, se trata de un método paramétrico, que exige suponer cierto tipo de dependencia y que los residuos presenten una distribución normal (McBean y Motiee, 2008). Sin embargo, debido a la influencia de procesos naturales, muchas de las variables hidrológicas muestran un sesgo o asimetría, no adoptando una distribución normal (Viessman et al., 1989). Esto es lo que ocurre con el IWV en la troposfera libre sobre el Observatorio Atmosférico de Izaña, donde al ser la atmósfera muy seca (valores medios mensuales máximos de IWV comprendidos entre 9 kg/m^2 y 10 kg/m^2 y mínimos en torno a los 4 kg/m^2 o inferiores), el sesgo de la distribución de frecuencias de IWV se produce hacia la izquierda (predominancia de valores pequeños por debajo de la media), como ha podido comprobarse en el análisis de las series diarias (Figura 4.1).

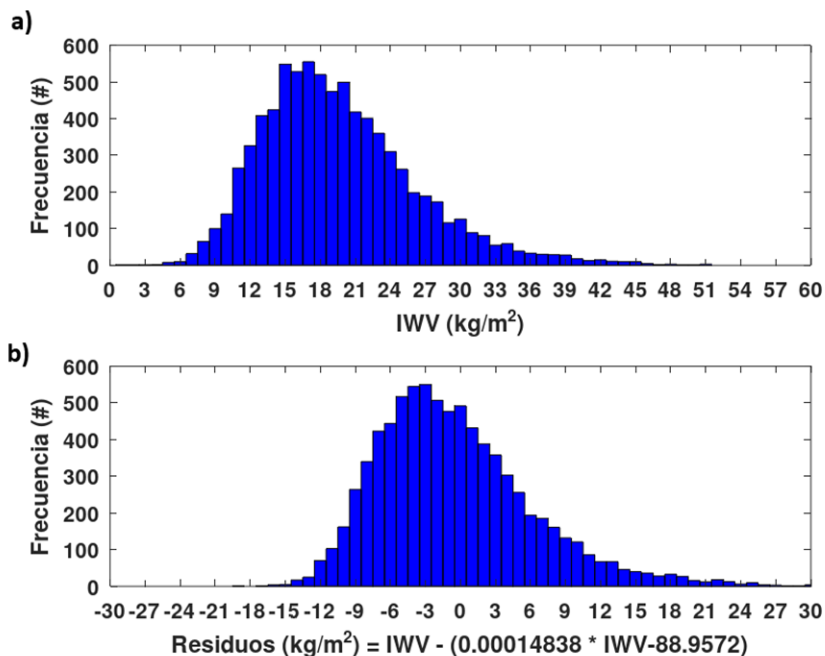


Figura 4.1: a): Histograma de la serie diaria de IWV GUAN+GRUAN a las 11 UTC sobre Tenerife entre 1999 y 2024; b): Histograma de los residuos de dicha serie obtenidos como diferencia del valor de IWV y el de un ajuste lineal por mínimos cuadrados.

Por ello, para estimar de forma precisa y fiable la tendencia de la serie, es necesario utilizar otros métodos estadísticos que sean i) robustos, minimizando la influencia de los errores y posibles datos anómalos y ii) no paramétricos, para garantizar su independencia de la distribución de frecuencias de la señal. En este trabajo, se proponen dos técnicas que cumplen con estos criterios y que se utilizan ampliamente en el análisis de tendencias en series climatológicas: el test MK (Kendall, 1975 y Mann, 1945) para analizar la tendencia y estudiar si es o no significativa y, el estimador de pendiente de Sen (Sen, 1968), para cuantificar el valor de dicha tendencia.

En el test MK se establece como hipótesis nula la ausencia de tendencia en la serie de datos mientras que la hipótesis alternativa contempla la existencia de tendencia significativa.

El estadístico S del test es el siguiente:

(4.1)

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(x_j - x_i)$$

Donde (x_j, x_i) son cualesquiera parejas de valores distintos de la serie, con $j > i$, n es el número de valores de la serie y $\text{sign}(x_j - x_i)$ es la función signo, la cual, toma el valor 1, 0 o -1 dependiendo de si la diferencia $x_j - x_i$ es positiva, cero o negativa, respectivamente. Hay que notar que si el estadístico S es positivo quiere decir que los valores posteriores de la serie temporal tienden a ser mayores que los valores anteriores, por lo que la tendencia sería creciente mientras que, si es negativo, la tendencia sería decreciente.

La varianza de S viene dada por la expresión:

(4.2)

$$\text{Var}S = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5) \right]$$

donde j itera sobre cada grupo de valores repetidos (grupos de la serie formados por 2 o más valores iguales), t_j es el número de valores del grupo j y p es el número total de grupos de valores repetidos.

Una medida estandarizada del estadístico S que se utiliza en el test de MK viene dada por:

(4.3)

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}S}}, & \text{si } S > 0 \\ 0, & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}S}}, & \text{si } S < 0 \end{cases}$$

Cuando el número de datos de la serie es suficientemente grande ($n > 10$) y, bajo la hipótesis nula, Z se distribuye, aproximadamente, como una distribución normal de media 0 y varianza 1.

Para un nivel de confianza dado $nc(\%)$, se puede obtener el valor crítico $z_{crít}$ como aquel para el que se cumple que la probabilidad de la distribución acumulada normal de los valores $Z \leq z_{crít}$ es del $nc(\%)$. Por tanto, si el $|Z| \leq z_{crít}$ estamos dentro del nivel de confianza que nos permite aceptar la hipótesis nula de ausencia de tendencia significativa.

Trabajaremos con un nivel de confianza del 95% y para la distribución del estadístico Z estandarizado utilizaremos un test de distribución normal estándar acumulada de dos colas. Si en la aplicación del Test de MK obtenemos un valor $|Z| \leq z_{crít}$ y un $valor - p > \alpha$ entonces no podemos rechazar la hipótesis nula con una confianza del 95%, lo que significa aceptar a ese nivel de confianza que no existe tendencia significativa. El valor del $z_{crít}$ para un nivel de confianza del 95% en un test de dos colas es $z_{crít} = 1.96$.

Por otro lado, de acuerdo con Sen, si existe tendencia lineal en una serie temporal la pendiente (S_p) se puede estimar obteniendo la mediana de las pendientes de todas las parejas de valores (x_j, x_i) de la serie temporal.

(4.4)

$$S_p = median\left\{\frac{x_j - x_i}{j - i}, i < j\right\}$$

El signo de la mediana de las pendientes indica la tendencia creciente o decreciente de la serie mientras que su valor indica la magnitud del cambio por unidad de tiempo (Maghrabi, 2019). Así, para series mensuales o anuales la pendiente de Sen nos daría, respectivamente, la tendencia mensual o anual promedio en el período de estudio considerado.

Para una serie temporal de n elementos, el número de pendientes entre cada par de elementos diferentes de la serie se puede obtener como el número de combinaciones sin repetición de los n elementos tomados de 2 en 2, es decir:

(4.5)

$$N = Comb(n, 2) = n \frac{n - 1}{2}$$

Si ordenamos las pendientes de menor a mayor y denominamos m_h al valor de cada una de esas pendientes donde h es la posición que ocupa en la lista ordenada ($m_1 \leq m_2 \leq \dots m_N$), en el caso de que N sea impar, la mediana sería la pendiente que ocupa la posición central en ese array ordenado de pendientes, mientras que si N es par, la mediana sería la media entre las dos pendientes centrales de dicho array.

Los límites inferior y superior del intervalo de confianza de la pendiente de Sen se pueden obtener a partir del número de pares N de elementos (x_i, x_j) y del error estándar ($se = \sqrt{VarS}$) del Test de MK, de la siguiente manera:

(4.6)

$$k = se \times z_{crit}$$

Entonces,

(4.7)

$$LimInf = m_{(N-k)/2}$$

$$LimSup = m_{(N+k)/2+1}$$

En caso de que sea necesario, el índice $\frac{N-k}{2}$ se redondea hacia abajo hasta el entero más cercano, mientras que el índice $\frac{N+k}{2} + 1$ se redondea hacia arriba.

Para la realización del test de MK y el de la pendiente de regresión de Sen nos hemos basado, respectivamente, en el *script* de MATLAB de (Simone Fatichi, 2024) y en el de (Arnout Tilgenkamp, 2024) ejecutándolos en OCTAVE de forma combinada. Los resultados de la aplicación de ambos tests a los estratos de la Tabla 3.3.1 a un nivel de confianza del 95% (nivel de significación $\alpha = 0.05$) se muestran en la Tabla 4.1. La hipótesis nula, esto es, la ausencia de tendencia, se rechaza cuando $|Z| > 1.96$, o, equivalentemente, cuando el *valor - p* $< \alpha = 0.05$. En dicho caso, el resultado del test es $H = 1$. En caso contrario, el resultado del test es $H = 0$.

Serie mensual 11 UTC	IWV (kg/m ²)	S	Z	Valor- p	H	S _p (kg/m ² /día)	S _p (kg/m ² /año)	Intervalo de confianza
IWV _{SFC-2km} (Homogénea)	13.85	1835	1.11	0.27	0	6.20*10 ⁻⁵	2.3*10 ⁻²	[-4.5, 16.8]*10 ⁻⁵
IWV _{2-4km} (Homogénea)	3.62	2393	1.44	0.15	0	4.77*10 ⁻⁵	1.7*10 ⁻²	[-1.7, 11.0]*10 ⁻⁵
IWV _{4-6km} (No homogénea)	1.34	4781	2.88	0.004	1	3.41*10 ⁻⁵	1.2*10 ⁻²	[1.1, 5.7]*10 ⁻⁵
IWV _{6-8km} (No homogénea)	0.39	6083	3.67	0.0002	1	1.28*10 ⁻⁵	0.5*10 ⁻²	[0.6, 2.0]*10 ⁻⁵
IWV _{SFC-12km} (Homogénea)	19.48	2760	1.66	0.10	0	16.2*10 ⁻⁵	5.9*10 ⁻²	[-3.1, 34.3]*10 ⁻⁵
Serie mensual 23 UTC	IWV (kg/m ²)	S	Z	Valor- p	H	S _p (kg/m ² /día)	S _p (kg/m ² /año)	Intervalo de confianza
IWV _{SFC-2km} (Homogénea)	13.32	-838	0.52	0.61	0	-2.83*10 ⁻⁵	-1.0*10 ⁻²	[-13.4, 8.0]*10 ⁻⁵
IWV _{2-4km} (Homogénea)	3.58	1218	0.75	0.45	0	2.35*10 ⁻⁵	0.9*10 ⁻²	[-3.9, 8.6]*10 ⁻⁵
IWV _{4-6km} (No homogénea)	1.37	3305	2.03	0.04	1	2.57*10 ⁻⁵	0.9*10 ⁻²	[0.1, 5.0]*10 ⁻⁵
IWV _{6-8km}	0.40	4788	2.95	0.003	1	1.05*10 ⁻⁵	0.4*10 ⁻²	[0.4, 1.8]*10 ⁻⁵

(No homogénea)								
IWV _{SFC-12km} (Homogénea)	19.10	586	0.36	0.72	0	3.26*10 ⁻⁵	1.2*10 ⁻²	[-15.4, 21.9]*10 ⁻⁵
Serie anual 11 UTC	$\overline{IWV}$ (kg/m ²)	S	Z	Valor- p	H	S_p (kg/m ² /año)		Intervalo de confianza
IWV _{SFC-2km} (Homogénea)	13.60	35	0.79	0.43	0	1.0*10 ⁻²		[-2.0, 4.0]*10 ⁻²
IWV _{2-4km} (Homogénea)	3.28	54	1.24	0.22	0	2.0*10 ⁻²		[-1.0, 4.0]*10 ⁻²
IWV _{4-6km} (No homogénea)	1.04	134	3.11	0.002	1	1.0*10 ⁻²		[0.8, 2.0]*10 ⁻²
IWV _{6-8km} (No homogénea)	0.35	112	2.59	0.01	1	1.0*10 ⁻²		[0.1, 0.8]*10 ⁻²
IWV _{SFC-12km} (Homogénea)	19.14	40	0.91	0.36	0	4.0*10 ⁻²		[-5.0, 11.0]*10 ⁻²
Serie anual 23 UTC	$\overline{IWV}$ (kg/m ²)	S	Z	Valor- p	H	S_p (kg/m ² /año)		Intervalo de confianza
IWV _{SFC-2km} (Homogénea)	12.93	-6	0.12	0.91	0	-1.0*10 ⁻²		[-5.0, 4.0]*10 ⁻²
IWV _{2-4km} (Homogénea)	3.25	-6	0.12	0.91	0	-0.2*10 ⁻²		[-3.0, 2.0]*10 ⁻²
IWV _{4-6km} (Homogénea)	1.09	62	1.42	0.15	0	1.0*10 ⁻²		[-0.4, 2.0]*10 ⁻²
IWV _{6-8km} (No homogénea)	0.36	99	2.29	0.02	1	0.4*10 ⁻²		[0.1, 0.8]*10 ⁻²
IWV _{SFC-12km} (Homogénea)	18.64	0	0	1.00	0	0.0*10 ⁻²		[-11.0, 10.0]*10 ⁻²

Tabla 4.1: Parámetros de la aplicación del test MK y del test de regresión de Sen a los estratos de las series mensuales y anuales del IWV de las 11 UTC y 23 UTC, entre 2000 y 2024, a un nivel de confianza del 95%. $\overline{IWV}$ es el promedio de IWV en el estrato considerado en todo el período 2000-2024, calculado a partir de los datos mensuales o anuales, según corresponda. S es el estadístico de MK. $|Z|$ es el valor absoluto del estadístico estandarizado de MK y el *valor – p* se obtiene para una estadística de dos colas ($z_{crit} = 1.96$). H es el resultado del Test de MK. Tal resultado es $H = 1$ cuando hay una tendencia significativa ($|Z| > 1.96$ o, equivalentemente, *valor – p* < 0.05). El resultado es $H = 0$ en caso contrario, cuando no puede determinarse que exista una tendencia significativa. S_p es la pendiente de regresión de Sen expresada como promedio diario o anual. La última columna da el intervalo de confianza de la pendiente de regresión de Sen al 95% de nivel de confianza.

Como se observa en los resultados, las tendencias del vapor de agua precipitable son crecientes en todos los estratos durante el día. Este comportamiento es coherente con el aumento global del vapor de agua atmosférico que se viene observando desde la década de los 80, asociado al incremento global de temperatura (Adeliyi y Akinsanola, 2024; Douville et al., 2021). El valor encontrado para la tendencia en el caso de la columna troposférica completa, IWV_{SFC-12km}, es de 0.06 kg/m²/año calculado con las series mensuales (0.04 kg/m²/año calculado con las series

anuales). Esto se traduciría en un aumento de entre el 0.2 % y el 0.3 % anual con respecto al valor promedio estimado de IWV en dicha capa. Este resultado se sitúa en la línea de otros estudios, que dan un valor de tendencia del IWV atmosférico de entre un 1 y un 3 % por década para la región de Canarias utilizando datos de reanálisis (Wan et al., 2024). Harían falta, quizás, al menos un par de décadas para que, en el caso de que se mantenga esa tendencia creciente tan baja, hubiese un incremento de IWV en toda la troposfera del orden de 1 kg/m^2 sobre los valores de concentración actuales.

Nótese, sin embargo, que en este trabajo la tendencia obtenida para la columna troposférica completa no es estadísticamente significativa a un nivel de confianza del 95%. Este hecho pone de manifiesto las limitaciones inherentes a los datos de radiosondeos, cuya resolución temporal y espacial es reducida en comparación con los datos de reanálisis. Estos últimos proporcionan una cobertura global y una mayor coherencia temporal y espacial gracias a las técnicas de asimilación de datos, que integran observaciones de diversa procedencia (Zhang et al., 2025). No obstante, esta integración implica una pérdida de trazabilidad y control directo sobre las observaciones originales. De hecho, los estudios basados en radiosondeos siguen siendo esenciales para contrastar y validar los resultados derivados de los reanálisis (Wan et al., 2024). Por ello, la obtención de series largas y lo más homogéneas posible continúa siendo de gran importancia.

Nótese que, en este trabajo, las tendencias que alcanzan significancia estadística al 95 % de confianza se concentran en los estratos superiores, concretamente en los intervalos de 4-6 km y 6-8 km (todos los valores con la única excepción del valor anual nocturno de $\text{IWV}_{4-6\text{km}}$). Como puede observarse, todas las tendencias estadísticamente significativas son positivas y, además, sus intervalos de confianza permanecen íntegramente en el rango positivo. Este comportamiento es coherente con el incremento del IWV ya mencionado, ampliamente documentado tanto a escala global como específicamente en la región de Canarias.

Por último, cabe destacar que se observa una relación clara entre la significancia de las tendencias y la homogeneidad de las series: precisamente en los estratos donde las tendencias resultan estadísticamente significativas es también donde se detectan inhomogeneidades. La interpretación propuesta es que, a estas altitudes, el contenido de vapor de agua es muy reducido, de modo que pequeñas variaciones en las mediciones experimentales pueden generar inhomogeneidades apreciables. Del mismo modo, incluso tendencias de baja magnitud pueden adquirir un peso relativo mayor en estos niveles.

5. CORRELACIÓN CON ÍNDICES CLIMÁTICOS

La cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera está relacionada, principalmente, con el grado de evaporación desde las grandes superficies de agua, especialmente la oceánica y, aunque la evaporación se produce a cualquier temperatura, es mayor cuanto mayor es la temperatura superficial del océano. Una vez que el vapor de agua se incorpora inicialmente a las capas más bajas de la atmósfera, se desplaza con las corrientes de aire hacia las zonas de baja presión (creadas como consecuencia de la fuerte radiación solar). Estas zonas de baja presión producen convergencia de las masas de aire en niveles bajos y divergencia en altura provocando que el aire cargado de vapor de agua se eleve.

La zona a nivel global donde se produce este fenómeno con mayor intensidad es la zona de convergencia intertropical (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ). Por esa razón y, a nivel global, el vapor de agua se mueve o tiende a desplazarse junto a ella. Este movimiento se produce hacia el hemisferio donde es verano ya que los rayos del Sol inciden de manera más perpendicular y es algo más intenso en el hemisferio norte que en el hemisferio sur por la mayor presencia de tierra. No obstante, además de la ITCZ, existen otros mecanismos que son responsables de la inyección de vapor de agua a la atmósfera.

Por su parte, el vapor de agua es, como ya se ha mencionado, el principal gas de efecto invernadero, por lo que las variaciones en su concentración afectan directamente a la temperatura de la atmósfera, en lo que constituye una de las retroalimentaciones amplificadoras más relevantes del sistema climático (Colman y Soden, 2021). Teniendo todo esto en cuenta, resulta evidente el interés de analizar la posible correlación entre el IWV y distintos índices climáticos de referencia. Así, por ejemplo, en otros trabajos se ha encontrado una conexión positiva entre el IWV y los índices TNA y WHWP (Maishal, 2024).

En este trabajo, se particulariza esta cuestión para el caso de Tenerife, estudiando la relación entre diferentes índices climáticos de referencia y el IWV proporcionado por las series GUAN+GRUAN. Concretamente, se examinan aquellos índices climáticos asociados a la temperatura media global y a la temperatura superficial del océano, dada su relevancia en la modulación de la humedad atmosférica y en la dinámica climática a gran escala. La fuente de las series temporales de los índices climáticos es el *Physical Science Laboratory* (PSL) de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration* de los EEUU), que pone a disposición del usuario una página web desde donde descargar gratuitamente y comparar diferentes series mensuales de ciertos índices climáticos (<https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>). A partir de estas series mensuales obtenemos series anuales de los índices climáticos aplicando la regla del 60%.

Para analizar la relación de estos índices climáticos con los valores del IWV, se utilizará el coeficiente de correlación de Pearson, r , considerando significativa cualquier asociación con $|r| \geq 0.3$, un umbral razonable para identificar correlaciones claras entre variables (Chumnaul et al., 2025; Akoglu, 2018). Aunque se han estudiado 28 índices climáticos, se destacan 4 de ellos, por ser los que superan en algún caso el umbral de correlación establecido:

1. Índice del Atlántico Norte Tropical (TNA). Este índice representa la anomalía del promedio mensual de la temperatura superficial del mar desde los 5.5°N a los 23.5°N y desde los 15°W a los 57.5°W.

2. Anomalías de la temperatura media global tierra/océano (GMLOT). Es un índice que representa una estimación del cambio de la temperatura media superficial global combinando la de la tierra y el océano y expresado en unidades de 0.01°C . Para su cálculo se utiliza la versión 4 del análisis de temperaturas (GISTEMP v4) del Instituto Goddard de Estudios Espaciales (GISS) de la NASA.
3. Región templada hemisférica occidental (WHWP). Esta serie, representa las anomalías mensuales del área de la superficie oceánica cuya temperatura superficial es superior a los 28.5°C en el Atlántico y el Pacífico Norte Oriental. Los datos se expresan en unidades de 10^6 km^2 . Esta región comprende parte de la región TNA e influye sobre ella ya que se extiende desde los 7°N a los 27°N y desde los 50°W a los 110°W (Wang, C. y Enfield, D. B., 2001).
4. Región templada del Pacífico (PWP). Son las anomalías de la temperatura de la superficie del mar promediadas en el área comprendida desde los 15°S a los 15°N y desde los 60°E a los 170°E .

La climatología base para la obtención de estas anomalías corresponde al período 1971-2000, excepto en el último caso, para el que se toma el período 1991-2020. La Figura 5.1 muestra las áreas geográficas asociadas a estos índices climáticos.

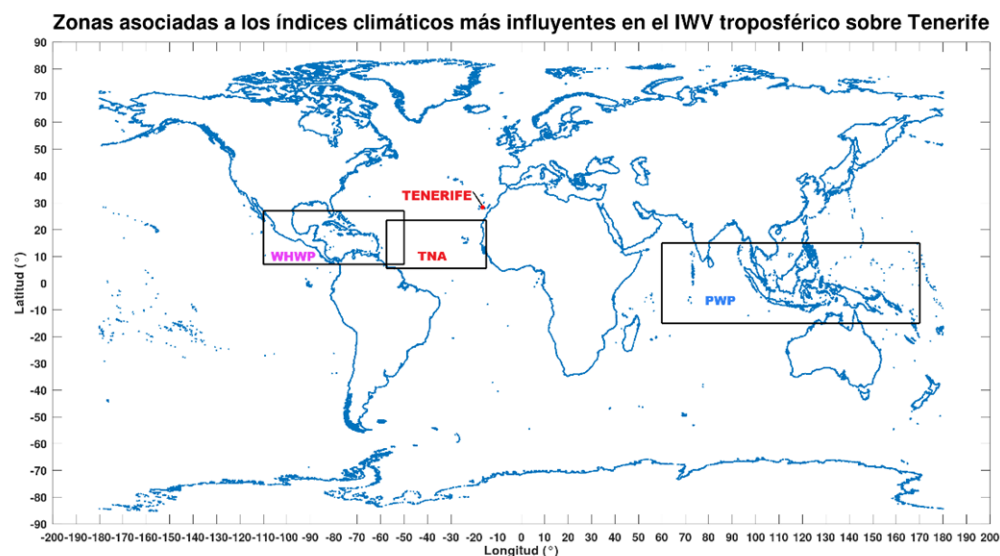


Figura 5.1: Zonas geográficas asociadas a los índices climáticos WHWP, TNA y PWP. La zona correspondiente al índice GMLOT sería todo el globo ya que es una anomalía de la temperatura media global superficial entre la tierra y el océano.

En la Tabla 5.1 se muestran los resultados obtenidos para la correlación entre los valores del IWV y los índices climáticos de referencia.

IWV anual (11 UTC)	Índice	r
IWV _{6-8km}	TNA	0.46
IWV _{6-8km}	WHWP	0.45
IWV _{6-8km}	GMLOT	0.38
IWV _{6-8km}	PWP	0.33
IWV _{4-6km}	TNA	0.31

Tabla 5.1: Correlación de Pearson del valor del IWV en los diferentes estratos en la serie anual diurna entre 2000 y 2024 y los índices climáticos de referencia. Únicamente se muestran los resultados para los casos en los que $|r| \geq 0.3$.

Como se observa en la Tabla 5.1, los coeficientes de correlación entre los valores del IWV y los de los índices climáticos de referencia son en todo caso positivos, indicando una dependencia siempre directa: a mayor IWV, mayor valor del índice climático. Las correlaciones mostradas se mueven en el rango de débiles a moderadas, con un valor máximo del índice de correlación de Pearson de 0.46. Este comportamiento era esperable, dado que el IWV está influido por una combinación de procesos atmosféricos diversos y complejos.

Así, la evaporación no depende únicamente de la temperatura, sino también de factores como el viento o la humedad relativa. Además, la cantidad de vapor de agua presente en un determinado nivel atmosférico está condicionada por procesos de transporte vertical y advección horizontal. A ello se suman otros mecanismos complejos, como la formación de nubes o la precipitación. Todo ello contribuye, entre otras consecuencias, a que puedan producirse desfases entre los máximos y mínimos de temperatura y los de concentración de vapor de agua.

Estos desfases pueden apreciarse en las Figuras 5.2 a 5.6 donde se muestran, para los casos de la Tabla 5.1, la evolución anual del IWV y de los índices climáticos de interés, así como el ajuste por mínimos cuadrados entre unos y otros. Observando estas figuras, vemos que los desfases no coinciden exactamente en todas las gráficas, si bien, existen dos períodos, uno entre 2000 y 2003 y, otro entre 2012 y 2017, en los que, dependiendo del índice y la capa, se muestran con mayor claridad.

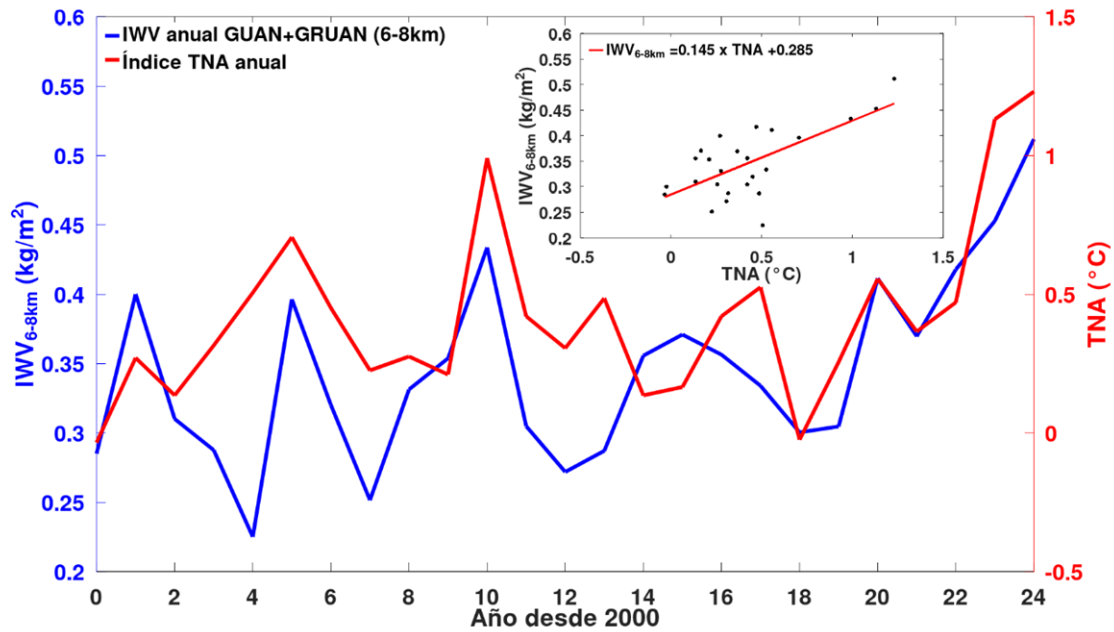


Figura 5.2: Comparación de la serie diurna anual del IWV GUAN+GRUAN en el estrato entre 6 y 8 km con la serie anual del índice TNA obtenida a partir de su serie mensual entre 2000 y 2024. En la figura interna, se muestra la recta del ajuste por mínimos cuadrados.

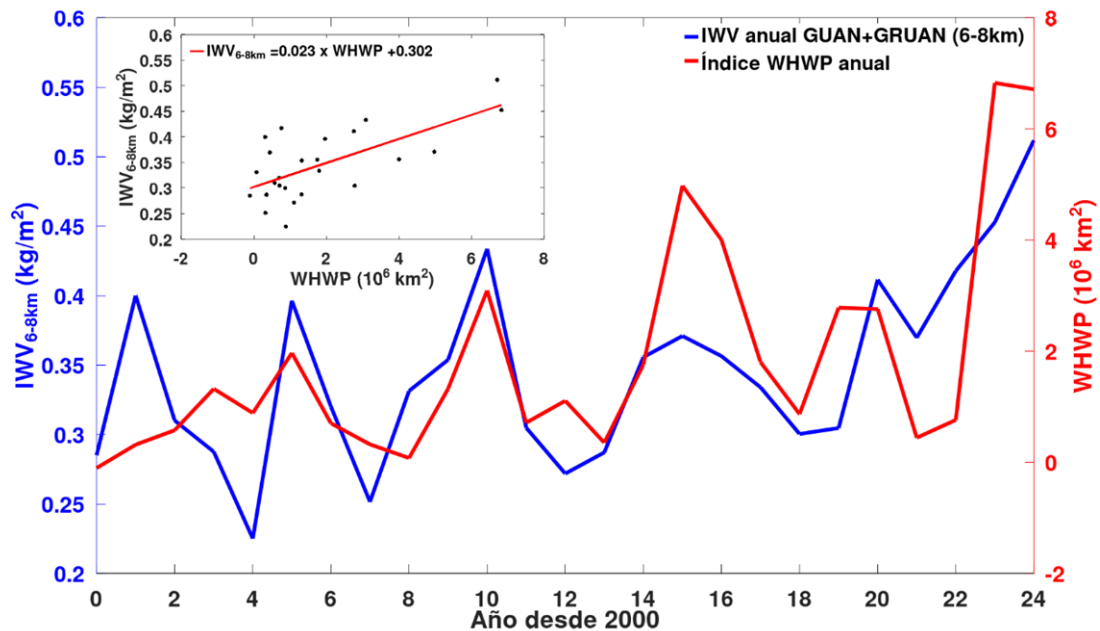


Figura 5.3: Comparación de la serie diurna anual de IWV GUAN+GRUAN en el estrato entre 6 y 8 km con la serie anual del índice WHWP obtenida a partir de su serie mensual entre 2000 y 2024. En la figura interna, se muestra la recta del ajuste por mínimos cuadrados.

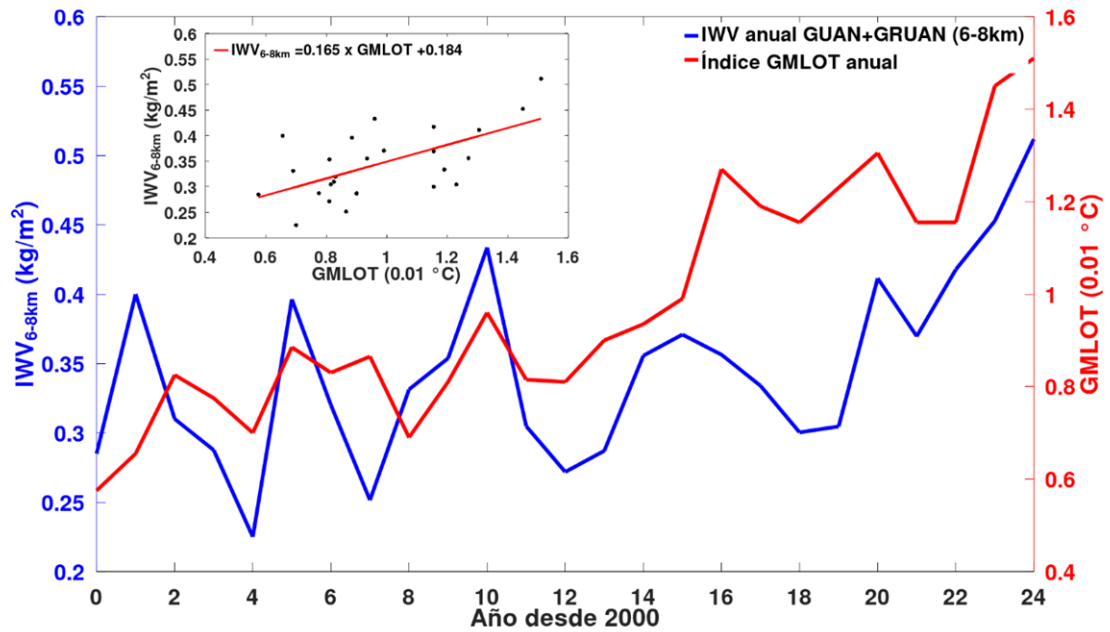


Figura 5.4: Comparación de la serie diurna anual de IWV GUAN+GRUAN en el estrato entre 6 y 8 km con la serie anual del índice GMLOT obtenida a partir de su serie mensual entre 2000 y 2024. En la figura interna, se muestra la recta del ajuste por mínimos cuadrados.

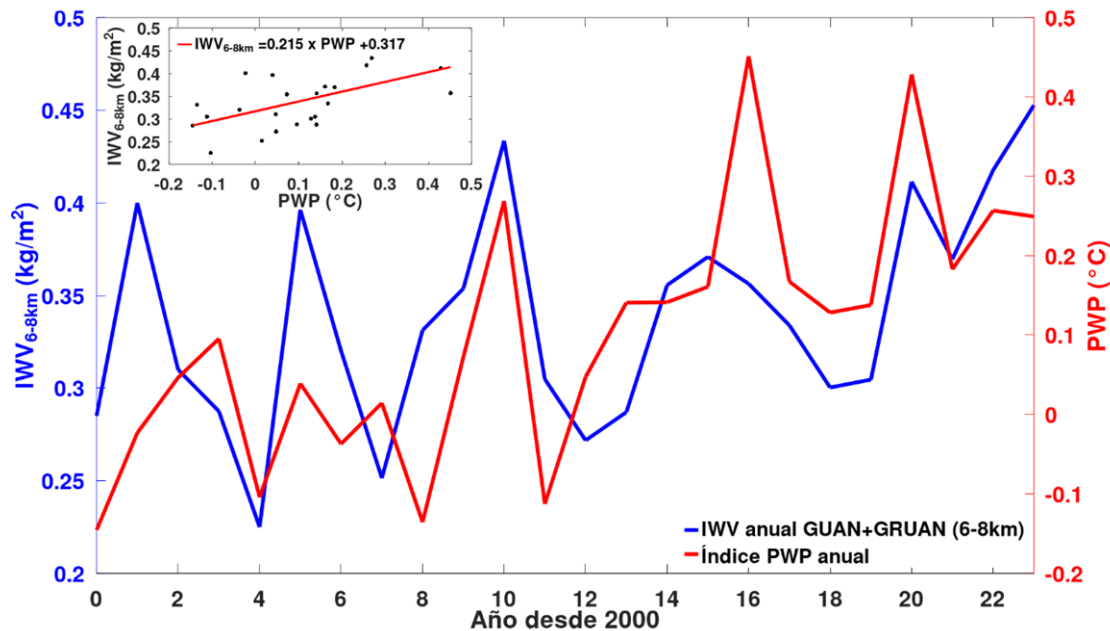


Figura 5.5: Comparación de la serie diurna anual de IWV GUAN+GRUAN en el estrato entre 6 y 8 km con la serie anual del índice PWP obtenida a partir de su serie mensual entre 2000 y 2024. En la figura interna, se muestra la recta del ajuste por mínimos cuadrados.

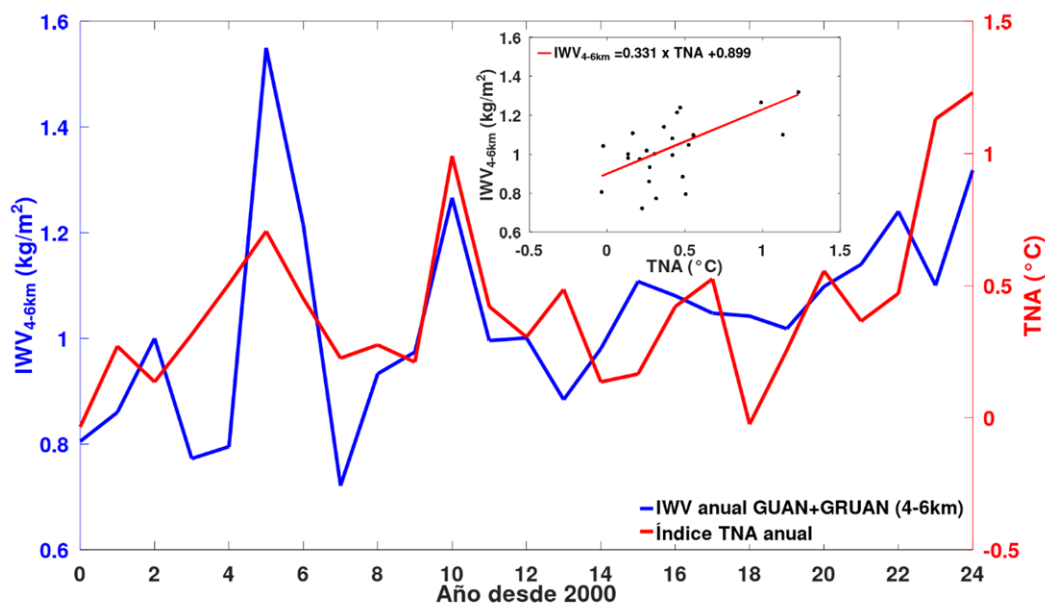


Figura 5.6: Comparación de la serie diurna anual de IWV GUAN+GRUAN en el estrato entre 4 y 6 km con la serie anual del índice TNA obtenida a partir de su serie mensual entre 2000 y 2024. En la figura interna, se muestra la recta del ajuste por mínimos cuadrados.

Otro resultado destacable es que, en este estudio, las mayores correlaciones del IWV con los índices climáticos analizados se obtienen en los niveles superiores, 4-6 km y 6-8 km. Esto pone de manifiesto la importancia del vapor de agua en niveles medios y altos en el sistema climático: es conocido que pequeños cambios en la humedad específica de la troposfera media y alta pueden tener un impacto muy significativo en el efecto invernadero, dando lugar a correlaciones importantes. Así, por ejemplo, se ha encontrado que la cantidad de vapor de agua en niveles altos se ve afectada de manera crucial por el cambio climático e incluso por patrones de teleconexión como El Niño/Oscilación del Sur (Chen et al., 2024).

Finalmente, conviene señalar que estos cuatro índices climáticos presentan entre sí distintos grados de dependencia mutua. La Tabla 5.2 muestra los coeficientes de correlación de Pearson entre cada pareja de series anuales, lo que permite identificar relaciones internas dentro del propio conjunto de índices. En consecuencia, la influencia conjunta de estos índices sobre el IWV podría resultar, en cierta medida, redundante. Por ello, es razonable plantear que el análisis del efecto de los índices climáticos sobre el IWV pueda simplificarse mediante la selección de un subconjunto de índices que aporte información realmente independiente.

CORRELACIÓN ENTRE ÍNDICES CLIMÁTICOS	TNA	WHWP	GMLOT
PWP	0.17	0.40	0.72
TNA	--	0.47	0.33
WHWP	--	--	0.56

Tabla 5.2: Correlaciones de Pearson entre las series anuales de los cuatro índices climáticos de mejor correlación con la serie anual de IWV diurna sobre Tenerife en el período 2000-2024.

A la vista de la Tabla 5.2, parece existir una dependencia especialmente marcada entre los índices PWP, GMLOT y WHWP, ya que las correlaciones entre ellos muestran valores de 0.72, 0.56 y 0.40, que son relativamente altos. Por lo tanto, podría elegirse uno de estos tres índices para estudiar la correlación con el IWV, simplificando la interpretación de los resultados. Se propone seleccionar el WHWP, por ser el que mejor correlaciona de los tres con los valores del IWV.

Por su parte, aunque la correlación del índice TNA con WHWP es buena (0.47), su correlación con GMLOT (0.33) no es demasiado alta, mientras que con PWP es relativamente baja (0.17). Esto parece indicar que el TNA se comporta de manera más independiente, y por lo tanto su influencia sobre el IWV puede proporcionar información adicional. De hecho, como ya vimos en la Tabla 5.1, el índice TNA es el que mejor correlaciona de todos con el IWV de Tenerife, probablemente debido a la mayor proximidad de su región de referencia a la zona climática del archipiélago canario. Es, de hecho, el único índice que mantiene con este una correlación significativa en el estrato entre 4 y 6 km. Por lo tanto, se concluye que los índices TNA y WHWP pueden tomarse como los índices climáticos de mayor interés en el estudio del contenido y evolución del IWV en Tenerife, interaccionando ambos de manera distinta con el vapor de agua troposférico y proporcionando, por lo tanto, información diferente.

Todas estas correlaciones tienen su explicación.

Por un lado, Canarias recibe gran parte de su humedad a través de los vientos alisios y de intrusiones de humedad tropical. Cuando el TNA es positivo, el agua está más caliente en la "ruta" que sigue el aire hacia las islas, lo que aumenta la evaporación y la capacidad de la columna atmosférica para retener agua antes de llegar al archipiélago.

Por otro lado, el WHWP es el segundo sistema de almacenamiento de calor más grande del mundo después de la del Pacífico Occidental (Drumond et al., 2011). Su expansión modula la intensidad del Anticiclón de las Azores. Un WHWP fuerte suele debilitar el borde suroeste del anticiclón, permitiendo que masas de aire más húmedas y cálidas del Atlántico ecuatorial se desplacen hacia el noreste, alcanzando Canarias. Además, influye en la formación de los "ríos atmosféricos" que cruzan el Atlántico (Informe CLIVAR-SPAIN, 2024).

Las correlaciones del IWV con el índice GMLOT y el PWP, también importantes, pero algo más débiles que las anteriores, tienen también una explicación razonable. En el caso del índice GMLOT, la correlación es puramente termodinámica. Por la ecuación de Clausius-Clapeyron, la atmósfera puede retener, aproximadamente, un 7% más de vapor de agua por cada grado de aumento de la temperatura y, al ser Canarias una región oceánica, el IWV es muy fiel a los cambios puntuales en la temperatura del mar de manera que, si esta sube, se produce un aumento casi lineal de la evaporación oceánica circundante.

Por otro lado, las anomalías térmicas en el Pacífico tropical (como las que mide el PWP) alteran la célula de Walker y, por extensión, la célula de Hadley. Son un ejemplo de teleconexión atmosférica. Estas alteraciones, modifican la posición del chorro subtropical y la subsidencia de aire sobre Canarias. Un Pacífico más cálido tiende a desestabilizar la atmósfera a nivel global y, a través de las ondas de Rossby que viajan por la atmósfera superior transportando aire cálido tropical hacia zonas de latitudes medias y altas, aumentan el IWV promedio incluso en regiones alejadas.

Por lo tanto, todas estas correlaciones, no son aleatorias, sino que reflejan cómo Canarias, aunque esté en el Atlántico, está conectada a la dinámica global de calor y de humedad, pudiéndose afirmar que el IWV en el archipiélago depende más de las anomalías de temperatura a gran escala y del transporte de largo recorrido que de las oscilaciones de presión locales como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), la cual, tiene una influencia más directa con la precipitación que con el IWV.

6. CONCLUSIONES FINALES

Los gases de efecto invernadero que no son condensables, como el CO_2 o el CH_4 , carecen del mecanismo de eliminación por condensación, que es especialmente eficiente, por lo que suelen mantener una permanencia en la atmósfera durante largos períodos de tiempo. Esto implica un aumento progresivo en su concentración y, por tanto, normalmente una tendencia clara. Sin embargo, a diferencia de estos gases, el vapor de agua sí es un gas condensable, por lo que su concentración en la atmósfera varía continuamente con el ciclo hidrológico, creciendo con la temperatura y decreciendo con la condensación. Esta variabilidad continua e irregular hace complicado estudiar cualquier tipo de tendencia fiable ya que los aumentos o disminuciones que se producen no se mantienen por mucho tiempo dando lugar a pequeños cambios que las contrarrestan.

En este trabajo, se analizan los datos disponibles para el vapor de agua precipitable en la troposfera en Tenerife obtenidos a partir de radiosondeos. Para garantizar la mayor calidad posible, se han utilizado los datos de la red GRUAN siempre que estaban disponibles, dado que constituyen el estándar internacional. Además, las series se han ampliado con datos de la red GUAN, propios de AEMET, previamente tratados para asegurar su comparabilidad con los registros GRUAN. La longitud de la serie, de aproximadamente 25 años, ofrece un gran potencial para estudiar variaciones temporales del IWV, así como su relación con otras magnitudes.

De esta manera, en primer lugar, se ha analizado la evolución del contenido de vapor de agua sobre Tenerife en diferentes estratos. Los resultados muestran que las tendencias significativas a un nivel de confianza del 95% se encuentran únicamente en los niveles más altos estudiados, los estratos de 4 a 6 y de 6 a 8 km, y son siempre crecientes. La mayor tendencia detectada, en este caso no significativa, corresponde al IWV a las 11 UTC en la capa total troposférica (desde la superficie hasta los 12 km), dándose un aumento de entre 0.04 kg/m^2 y 0.06 kg/m^2 en un año, lo que equivale a un 0.2-0.3 % anual. Aun sin alcanzar significación estadística al 95%, este resultado se sitúa en la línea de otros estudios.

Dado que la variable temperatura es la que gobierna en mayor medida el ciclo hidrológico y, por tanto, la presencia de mayor o menor cantidad de vapor de agua en la atmósfera, es razonable buscar índices climáticos de temperatura que, tanto a nivel global como regional, puedan estar relacionados en mayor o menor medida con la concentración del vapor de agua atmosférico y con su evolución. En este trabajo, se han estudiado diferentes índices climáticos, destacándose el índice del Atlántico Norte Tropical (TNA), las anomalías de la temperatura media global tierra/océano (GMLOT), el índice de la región templada del Pacífico (PWP) y el de la región templada hemisférica occidental (WHWP). La relación entre estos índices climáticos y los valores del IWV se ha evaluado mediante el coeficiente de correlación de Pearson, r , considerando significativas todas aquellas asociaciones con $|r| \geq 0.3$.

Los resultados muestran que, en todos los casos en los que se obtiene una correlación significativa, el coeficiente de Pearson es positivo; es decir, valores más altos del índice climático se relacionan con valores mayores del IWV. Además, el estrato que presenta la relación más consistente con todos los índices analizados es el comprendido entre 6 y 8 km de altitud, el nivel más alto considerado en este estudio. En este estrato, el IWV diurno muestra correlaciones moderadas o débiles con los diferentes índices estudiados: 0.46 con el TNA, 0.45 con el WHWP, 0.38 con el GMLOT y 0.33 con el PWP. Finalmente, se ha evaluado qué índices resultan más relevantes para analizar el contenido y la evolución del IWV en la troposfera de Tenerife, teniendo en cuenta que los propios índices están correlacionados entre sí, por lo que pueden dar información redundante. De este análisis se concluye que los índices más útiles para este propósito son el TNA y el WHWP.

7. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Red de Referencia de la Atmósfera Superior del GCOS (Red GRUAN) por proporcionar los datos utilizados en este estudio relacionados con la evaluación de radiosondeos lanzados con sondas Vaisala RS92 y Vaisala RS41 en Tenerife y contenidos en los ficheros de productos “products_RS92-GDP-2_TEN_YYYY.zip” y “products_RS41-GDP-1_TEN_YYYY.zip”. Expresamos nuestro reconocimiento a los operadores de las estaciones, así como al personal del centro de procesamiento GRUAN del Observatorio Meteorológico de Lindenberg (Alemania) por su labor en la generación y mantenimiento de estos productos de datos de alta calidad.

8. REFERENCIAS

Akoglu, H. (2018). User's guide to correlation coefficients. *Turkish Journal of Emergency Medicine*, 18(3), 91-93.

Adeliyi, T. E., y Akinsanola, A. A. (2024). Recent trends and variability of temperature and atmospheric water vapor over South Asia. *Atmospheric Research*, 308, 107556. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2024.107556>.

Arnout Tilgenkamp (2024). Theil–Sen estimator MATLAB Central File Exchange. Recuperado 18 diciembre, 2024. (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/34308-theil-sen-estimator>).

Aswad, Fawaz; Yousif, Ali y Ibrahim, Sayran. (2020). Trend Analysis Using Mann-kendall And Sen's Slope Estimator Test for Annual And Monthly Rainfall for Sinjar District, Iraq. *The Journal of the University of Duhok*. 23. 501-508. 10.26682/csjuod.2020.23.2.41.

Bodeker, G. E. y Kremser, S. (2015). Techniques for analyses of trends in GRUAN data. *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 1673–1684, 2015, doi:10.5194/amt-8-1673-2015.

Chumnaul, J., Taowato, A. y Lupboon, C. (2025). Performance of Pearson, Spearman, and Kendall Correlation Coefficients Under Bivariate Count Distributions. *European Journal of Statistics*.

Colman, R. y Soden, B. J. (2021). Water vapor feedback and global warming. *Nature Communications*, 12(1), 1-11. doi.org.

Dirksen, R. J., Sommer M., Immler F. J., Hurst, D. F., Kivi, R. y Vömel, H. (2014). Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4463-4490, 2014, doi: 10.5194/amt-7-4463-2014.

Douville, H., K. Raghavan, J. Renwick, R.P. Allan, P.A. Arias, M. Barlow, R. Cerezo-Mota, A. Cherchi, T.Y. Gan, J. Gergis, D. Jiang, A. Khan, W. Pokam Mba, D. Rosenfeld, J. Tierney, y O. Zolina (2021): Water Cycle Changes. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1055–1210, doi:10.1017/9781009157896.010.

Drumond, A., R. Nieto y L. Gimeno (2011), On the contribution of the Tropical Western Hemisphere Warm Pool source of moisture to the Northern Hemisphere precipitation through a Lagrangian approach, *J. Geophys. Res.*, 116, D00Q04,doi:10.1029/2010JD015397.

GCOS-144. Guide to the GCOS Surface Network (GSN) and GCOS Upper-Air Network (GUAN). (2010 Update of GCOS-73). WMO/TD No. 1558. (<https://library.wmo.int/viewer/48325/?offset=#page=1&viewer=picture&o=bookmark&n=0&q=>)

GCOS-170. The GCOS Reference Upper-Air Network (GRUAN) MANUAL (2013). WIGOS Technical Report No. 2013-02. Version 1.1.0.3. WMO, Switzerland. (<https://www.gruan.org/gruan/editor/documents/gcos/gcos-170.pdf>).

GCOS-171. The GCOS Reference Upper-Air Network (GRUAN) GUIDE (2013). WIGOS Technical Report No. 2013-03. Version 1.1.0.3. WMO, Switzerland. (<https://www.gruan.org/gruan/editor/documents/gcos/gcos-171.pdf>).

Goff, J. A. y Gratch, S. (1946). Low-pressure properties of water from -160 to 212 F, in Transactions of the American society of heating and ventilating engineers, pp 95-122, presented at the 52nd annual meeting of the American society of heating and ventilating engineers, New York.

H. B. Mann y D. R. Whitney (1947). "On a Test of Whether one of Two Random Variables is Stochastically Larger than the Other," The Annals of Mathematical Statistics, Ann. Math. Statist. 18(1), 50-60, (March, 1947).

Hyland, R. W. y Wexler, A. (1983). Formulations for the thermodynamic properties of the saturated phases of H₂O from 173.15 to 473.15 K. ASHRAE Transactions, 89, 500–520.

Informe CLIVAR-SPAIN sobre el clima en España (2024). Coordinación del informe a cargo del comité CLIVAR-España: Gabriel Jordà, Isabel Cacho, Daniel Argüeso, Blanca Ayarzagüena, Joaquim Ballabrera-Poy, Omaira E. García-Rodríguez, Alfonso Hernanz, Sixto Herrera, Ana Moreno, Raquel Nieto, Marc Prohom, José C. Sánchez-Garrido y Raquel Somavilla. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico (MITECO). NIPO (papel): 665-24-086-6. NIPO (en línea): 665-24-087-1. Depósito legal: M-26879-2024. ISBN (papel): 978-84-18778-46-9. ISBN (en línea): 978-84-18778-47-6. Madrid. España.

IPCC (2021). Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu y B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp. doi: 10.1017/9781009157896.

Kendall, M. G. (1975). "Rank correlation methods", 4th edition, Charles Griffin, London, UK.

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.

Li, L., Chen, Z., Wang, B., Fan, J., Lu, T. y Lv, K. (2024). Response of upper tropospheric water vapor to global warming and ENSO. Scientific Reports, 14, 5995 (2024). <https://doi.org/10.1038/s41598-024-56639-5>.

Maghrabi, A. H. (2019). Multi- decadal variations and periodicities of the precipitable water vapour (PWV) and their possible association with solar activity: Arabian Peninsula, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Volume 185, 2019, Pages 22-28, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.01.011>.

(<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682618306989>).

Maishal, S. (2024). Quantifying the drivers and heterogeneity of global total precipitable water. *Scientific Reports*, 14(1), 1-15. doi.org.

Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 13: 245-259.

McBean, E. y Motiee, H. (2008). "Assessment of impact of climate change on water resources", *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 12, 239-255.

Morán Samaniego, F. (1944). Apuntes de termodinámica de la atmósfera. <http://hdl.handle.net/20.500.11765/16036>.

Murray, F. W. (1967). On the computation of saturation vapor pressure, *J. Appl. Meteorol.*, 6, 203-204.

Romero Campos, P. M., Marrero de la Santa Cruz, C. L., Alonso Pérez. S., Cuevas Agulló, E. L., Afonso Gómez, S. y Ortiz de Galisteo, Marín, J. P. (2012). Una Climatología del Agua Precipitable en la Región Subtropical sobre la Isla de Tenerife basada en Datos de Radiosondeos. Nota Técnica N° 6 de AEMET. Centro de Investigación Atmosférica de Izaña. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. NIPO: 281-12-007-5.

Romero Campos, P. M., García Cabrera, R. D., Almansa Rodríguez, A. F., Barreto Velasco, A., García Rodríguez, O. E. y Ramos López, R. (2023). Medida del vapor de agua integrado en columna sobre el Observatorio Atmosférico de Izaña mediante radiometría de microondas. Comparación con otras técnicas. Nota Técnica N° 40 de AEMET. Centro de Investigación Atmosférica de Izaña. Agencia Estatal de Meteorología. Ministerio para la Transición Ecológica y el Reto Demográfico. NIPO: 666-23-008-5.

Sen, P. K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's", *J. Am. Stat. Assoc.*, 63, 1379- 1389.

Seidel, D. J., B. Sun, M. Pettey, y A. Reale (2011). Global radiosonde balloon drift statistics, *J. Geophys. Res.*, 116, D07102, doi:10.1029/2010JD014891.

Simone Fatichi (2024). Mann-Kendall Test. MATLAB Central File Exchange. (<https://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/25531-mann-kendall-test>). Último acceso 21 octubre, 2024.

Sommer, M.; Dirksen, R.; Immler, F. (2012). RS92 GRUAN Data Product Version 2 (RS92-GDP.2). GRUAN Lead Centre (DWD), <https://doi.org/10.5676/GRUAN/RS92-GDP.2>.

Sommer, M.; von Rohden, C.; Simeonov, T.; Dirksen, R.; Fiedler-Krüger, M.; Friedrich, H.; Körner, S.; Naebert, T.; Oelsner, P.; Tietz, R. (2022). RS41 GRUAN Data Product Version 1 (RS41-GDP.1). GRUAN Lead Centre (DWD), <https://doi.org/10.5676/GRUAN/RS41-GDP.1>.

Sonntag, D. (1994). Advancements in the field of hygrometry, *Meteorol. Z.*, N. F., 3, 51-66.

Tetens, O. (1930). Über einige meteorologische Begriffe. *Z. Geophys* 6: 207-309.

Viessman, W., Krapp, J. W. y Harbough, T. E. (1989). “Introduction to Hydrology”, Third edition, Harper and Row Publishers Inc., New York.

Wan, N., Lin, X., Pielke Sr., R. A., Zeng, X., y Nelson, A. M. (2024). Global total precipitable water variations and trends over the period 1958–2021. *Hydrology and Earth System Sciences*, 28(9), 2123–2137. <https://doi.org/10.5194/hess-28-2123-2024>.

Wang, C. y Enfield, D.B. (2001). The Tropical Western Hemisphere Warm Pool, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1635-1638. (<https://doi.org/10.1029/2000GL011763>).

Zhang T, Xiong J, Hu S, Zhao W, Huang M, Zhang L, Xia Y. (2025). Exploring Precipitable Water Vapor (PWV) Variability and Subregional Declines in Eastern China. *Sustainability*. 2025; 17(15):6699. <https://doi.org/10.3390/su17156699>.