

Aplicación de la técnica de Campanelli para la calibración de los canales de vapor de agua de fotómetros CIMEL en el Observatorio Atmosférico de Izaña

Nota técnica 2 de AEMET

Pedro Miguel Romero Campos ⁽¹⁾

Emilio Cuevas Agulló ⁽¹⁾

Omaira García Rodríguez ⁽¹⁾

Alberto J. Berjón Arroyo ⁽¹⁾

Victoria E. Cachorro Revilla ⁽²⁾

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

(2) Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVA)





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

© Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2011

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

NIPO: 784-11-010-6
<https://doi.org/10.31978/784-11-010-6>

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



@Aemet_Esp



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

Índice

1. Introducción	1
2. Metodología clásica	1
2.1. Ecuación langley-modificada	1
2.2. Determinación de m	4
2.3. Determinación de $\tau_R(\lambda)$	5
2.4. Determinación de $\tau_a(\lambda)$. Ley de Ångström	5
2.5. Constantes k y b de los filtros de vapor de agua	6
3. Técnica de Campanelli (2010)	7
4. Aplicación a fotómetros CIMEL	8
4.1. Uso de fuentes externas en la determinación de valores óptimos de k y b	9
4.2. Calibración de los canales de vapor de agua mediante langleys del tipo II	11
5. Análisis y conclusiones	14
5.1. Comparación inicial del agua precipitable de los diferentes equipos	15
5.2. Comparación del agua CIMEL obtenida por ambas técnicas	16
6. Bibliografía	19

1. Introducción

El objeto de esta nota técnica es presentar una aplicación práctica del Método de Campanelli ⁽¹⁾ relacionado con la mejora de la metodología en el campo de la calibración “in situ” de los canales de vapor de agua de diferentes radiómetros. El método lo aplicamos a los fotómetros CIMEL de la red AERONET (AErosol RObotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) que han medido en el Observatorio Atmosférico de Izaña (OAI) durante 2009 y primer trimestre de 2010.

Entendemos por calibración “in situ” la calibración de campo llevada a cabo en el mismo lugar de medida habitual del instrumento y tomando al Sol como fuente de luz natural. El OAI es un lugar idóneo para este tipo de calibraciones, ya que, por su peculiar localización en el océano Atlántico, a 2 373 m.s.n.m., en la troposfera libre y a salvo de la contaminación local, goza durante la mayor parte del año de una atmósfera limpia con condiciones óptimas de visibilidad y estabilidad en las masas de aire.

Aunque la calibración de campo mejora en muchos casos a la calibración en laboratorio, frente a esta y para el caso que nos ocupa, la calibración de campo presenta el inconveniente de la gran variabilidad espacio-temporal del vapor de agua en la atmósfera. Esto es una dificultad ya que el procedimiento comúnmente utilizado, que describiremos en esta nota técnica, es bastante sensible a estas variaciones. De aquí que cualquier mejora en el procedimiento que lo haga más independiente de tales variaciones sea considerada un avance importante a tener en cuenta en el futuro de las calibraciones con fotómetros solares.

2. Metodología clásica

2.1. Ecuación langley-modificada

La ecuación langley-modificada es la expresión neperiana y desarrollada de la forma matemática de la ley de Bouguer-Lambert-Beer aplicada al vapor de agua. Según esta ley, la energía por unidad de superficie y de tiempo $\left(\frac{W}{m^2}\right)$ de la radiación que proviene directamente del Sol sufre, a su paso por la atmósfera, una atenuación que depende de la longitud de onda y del camino recorrido por la radiación a través de la atmósfera; esta atenuación es debida a la absorción y dispersión de parte de la radiación por los diferentes componentes atmosféricos, entre los cuales hay que destacar los aerosoles y las moléculas de aire. Matemáticamente podemos expresar dicha ley mediante una exponencial decreciente de la siguiente manera:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \times \exp(-\tau(\lambda) \times m) \quad (2.1.1)$$

Aquí, $I_0(\lambda)$ es la energía por unidad de superficie y de tiempo (irradiancia) a la longitud de onda λ antes de entrar en la atmósfera; $I(\lambda)$ es la irradiancia recibida

en nuestro sensor instrumental tras la atenuación debida a su paso por la atmósfera y a través del filtro del equipo; m es la masa óptica relativa a la dirección cenital y $\tau(\lambda)$ es la denominada extinción óptica o atenuación de la radiación a la longitud de onda λ por unidad de masa óptica relativa. Tanto $\tau(\lambda)$ como m son funciones de los distintos componentes que se encuentran presentes en mayor o menor medida en la atmósfera. Aparte de los aerosoles y las moléculas de aire, hay determinados gases que ejercen una influencia particular más o menos acusada en la extinción óptica dependiendo de la longitud de onda. Entre ellos, cabe destacar el ozono y el vapor de agua. De esta manera, la expresión anterior se puede desarrollar de la siguiente forma:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \times \exp\left(-\left(\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda) + \tau_o(\lambda) + k \times (u \times m)^{b-1}\right) \times m\right) \quad (2.1.2)$$

Donde $\tau_a(\lambda)$, $\tau_R(\lambda)$ y $\tau_o(\lambda)$, hacen referencia, respectivamente, a las atenuaciones por unidad de masa óptica relativa debidas al aerosol atmosférico, a las moléculas de aire (dispersión Rayleigh) y al ozono, mientras que el término $k \times (u \times m)^{b-1}$ representa la atenuación por unidad de masa óptica relativa debida a la presencia del vapor de agua precipitable u . Las constantes k y b son propias y características del filtro instrumental que usemos, y de ellas hablaremos más adelante.

Tomando logaritmos neperianos en ambos miembros de la expresión (2.1.2) y reagrupando términos, se tiene que:

$$\ln I(\lambda) + (\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)) \times m = \ln I_0(\lambda) - (\tau_o(\lambda) + k \times (u \times m)^{b-1}) \times m \quad (2.1.3)$$

Esta sería la ecuación langley normal, válida, en principio, para toda longitud de onda. Sin embargo, para el caso particular de longitudes de onda que se encuentran dentro de la ventana de absorción del vapor de agua (en torno a los 940 nm), el ozono prácticamente no influye en la extinción, con lo que el término $\tau_o(\lambda)$ puede considerarse despreciable, y por tanto la expresión (2.1.3) se convertiría en:

$$\ln I(\lambda) + (\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)) \times m = \ln I_0(\lambda) - k \times (u \times m)^b \quad (2.1.4)$$

La expresión (2.1.4) es la que denominamos **ecuación langley-modificada**, la cual es la ecuación langley particularizada para el vapor de agua. Si escogemos como variable dependiente el primer miembro de la ecuación langley-modificada y la representamos frente al segundo miembro, escogiendo como variable independiente la cantidad m^b , tendremos la ecuación de una recta de ordenada en el origen $\ln I_0(\lambda)$ y de pendiente $k \times u^b$. Ajustando la recta por el procedimiento de mínimos cuadrados podremos determinar simultáneamente ambos parámetros. El primero de ellos es el que nos permite calibrar el equipo, ya que representa el neperiano de la irradiancia a la longitud de onda λ que nuestro equipo concreto mediría en la parte superior de la atmósfera en las mismas condiciones en las que se encuentra midiendo en la superficie terrestre en un instante dado. Para que esta cantidad pueda usarse como factor de calibración debería ser constante. Ahora bien, la energía que por unidad de tiempo y superficie llega a la parte superior de la atmósfera depende de la distancia en cada momento entre la Tierra y el Sol. Para soslayar este problema lo que suele hacerse es calcular dicha irradiancia a una distancia media entre Tierra y Sol de una unidad

astronómica (UA). Esto se consigue multiplicando, para cada instante, el valor de la irradiancia medida por el instrumento por el cuadrado de la distancia en unidades astronómicas entre Tierra y Sol en dicho instante. Si llamamos dTS a esta distancia, la expresión (2.1.4) se escribiría así:

$$\ln(I(\lambda) \times dTS^2) + (\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)) \times m = \ln I_0(\lambda) - k \times (u \times m)^b \quad (2.1.5)$$

De esta manera, $I_0(\lambda)$ representa, para cada equipo y filtro, y para cada longitud de onda, la irradiancia a la distancia media Tierra-Sol de 1 UA y debería ser aproximadamente constante. Sería estrictamente constante si las condiciones particulares del equipo y filtro se mantuvieran invariables en todo momento. Esto en la práctica no se cumple ya que dichas condiciones incluyen ruido instrumental, variación de las ganancias de las señales, degradación de los filtros con el tiempo, etc. También hay que tener en cuenta la acumulación de polvo u otras partículas pequeñas en la ventana de entrada a la óptica del instrumento, la cual puede variar de un día a otro.

A todo esto, hay que añadir que la propia técnica de cálculo de la recta de mejor ajuste por el procedimiento de mínimos cuadrados es muy sensible a un cambio en la pendiente de la recta. De hecho, la ordenada en el origen de la recta de mejor ajuste: $y = px + o$ expresada como función de la pendiente adopta la siguiente expresión:

$$o = \frac{\sum y_i - p(\sum x_i)}{n} \quad (2.1.6)$$

En nuestro caso,

$$o = \ln I_0(\lambda)$$

$$y_i = \ln(I_i(\lambda) \times dTS_i^2) + (\tau_{ai}(\lambda) + \tau_R(\lambda)) \times m_i$$

$$p = k \times u^b$$

$$x_i = m_i^b$$

$$n = \text{n.º de valores del ajuste}$$

El subíndice i hace referencia al instante en el que se toma la medida.

Así pues, la variación de la pendiente, que va asociada a la variación del contenido medio de agua precipitable en el período de ajuste se traducirá en una variación de la ordenada en el origen, y por tanto, de la constante de calibración. Como la cantidad de agua precipitable media en el período de ajuste presenta una gran variabilidad espacio-temporal de un día a otro, está claro que la constante de calibración podrá variar considerablemente por este hecho aunque para ambos días, individualmente, se den condiciones óptimas atmosféricas en cuanto a visibilidad y estabilidad de las masas de aire se refiere. Precisamente, la técnica de Campanelli⁽¹⁾ que veremos en el capítulo siguiente realiza una mejora en este sentido ya que propone un ajuste por mínimos cuadrados, pero de una manera distinta, que lo hace independiente del valor de la pendiente.

2.2. Determinación de m

La masa óptica atmosférica se define como la masa de un componente o sustancia atmosférica contenida en una columna de sección transversal unitaria y altura igual a la distancia comprendida entre la parte superior de la atmósfera y el punto de observación. Esta distancia es variable dependiendo de la dirección que se considere. Matemáticamente, la masa óptica se obtendría de la siguiente manera:

$$m_d = \int_0^{\infty} \rho \times ds \quad (2.2.1)$$

Aquí, ds es la longitud del camino recorrido por el haz de radiación a través de la atmósfera en una dirección determinada y ρ es la densidad en volumen de la sustancia en dicho recorrido. En la atmósfera real, la radiación sufre refracción y esta depende de la longitud de onda. Además, el perfil de densidad de un determinado componente atmosférico es variable ya que la densidad varía de un punto a otro y también varía en el tiempo. Por lo tanto, la expresión de masa óptica (2.2.1) habría de ser calculada para cada componente y para cada longitud de onda y ser integrada en cada dirección comprendida entre el disco solar y nuestro instrumento de medida. Visto así, el cálculo es engorroso y no resulta práctico a la hora de trabajar con él. Si consideramos la dirección vertical o cenital, resulta que el camino ds recorrido por la radiación en esta dirección coincide con la altura dz desde el tope de la atmósfera hasta nuestro lugar de observación. Así que podemos definir una masa óptica cenital o vertical como un caso particular de la anterior de la siguiente manera:

$$m_c = \int_0^{\infty} \rho \times dz \quad (2.2.2)$$

La masa óptica relativa a la dirección cenital o vertical se define como el cociente o razón entre ambas masas ópticas. Es decir,

$$m = \frac{m_d}{m_c} = \frac{\int_0^{\infty} \rho \times ds}{\int_0^{\infty} \rho \times dz} \quad (2.2.3)$$

La masa óptica relativa a la dirección cenital m es una cantidad adimensional. Si consideramos una atmósfera no refractante, m no dependería de la longitud de onda; si nuestra atmósfera es homogénea, la densidad no varía de un punto a otro sino que es constante. Despreciando, además, la curvatura de la Tierra (atmósfera plano-paralela), se puede demostrar, por geometría, que la masa óptica relativa a la dirección cenital aplicada a todos los constituyentes atmosféricos es igual a la secante del ángulo cenital θ_z o ángulo que forma la posición del Sol con la vertical.

$$m = \sec \theta_z \quad (2.2.4)$$

Esta fórmula es comúnmente utilizada. Sin embargo, aunque los errores por la curvatura de la Tierra y por la refracción atmosférica pueden ser despreciados, la consideración real de la variación de la densidad en los perfiles atmosféricos permite realizar otros cálculos y aproximaciones basados en ciertos modelos que pueden

mejorar de forma apreciable la obtención de la masa óptica relativa. Nosotros usaremos el valor de masa óptica relativa que proporciona AERONET en los ficheros de nivel 2 de Espesor Óptico de Aerosoles (en inglés, AOD, de sus siglas: Aerosol Optical Depth).

2.3. Determinación de $\tau_R(\lambda)$

La extinción de radiación debida a las moléculas de aire seco se puede obtener aplicando la teoría de dispersión molecular de Rayleigh. Usando esta teoría y realizando algunas aproximaciones se tiene que para estaciones de altura por encima de los 2 000 m sobre el nivel del mar, como es el caso del OAI:

$$\tau_R(\lambda) = 0,008735 \times \lambda^{-4,08} \times \frac{770}{1013,25} \quad (2.3.1)$$

Donde λ es la longitud de onda expresada en micras y el factor $\frac{770}{1013,25}$ es un factor de corrección debido a la presión normal en el OAI (770 hPa) respecto de la presión al nivel del mar (1 013,25 hPa).

2.4. Determinación de $\tau_a(\lambda)$. Ley de Ångström

La extinción debida al aerosol atmosférico a una longitud de onda dada se puede obtener a partir de la denominada ley de Ångström. Esta ley, en su forma matemática, se expresa así:

$$\tau_a(\lambda) = \beta \times \lambda^{-\alpha} \quad (2.4.1)$$

La longitud de onda λ viene dada en micras. El parámetro β representa la extinción del aerosol para una longitud de onda de 1 micra y está relacionado con la cantidad de aerosol presente en la columna atmosférica. El parámetro α es una medida de la distribución del aerosol por tamaños, y en primera aproximación, nos da la relación o proporción entre partículas finas y gruesas. Por partículas finas entendemos normalmente las que están por debajo de 2,5 micras en tamaño. El parámetro α varía teóricamente entre [0, 4]. Cuantas menos partículas finas y más partículas gruesas haya, tanto más bajo y cercano a 0 será dicho parámetro. Normalmente, cuando α está por debajo de 0,6 se puede hablar de predominio de partículas gruesas.

La ley de Ångström es aplicable a cualquier longitud de onda, por tanto, también a la ventana del vapor de agua en torno a los 940 nm. Conociendo los parámetros β y α , que son independientes de la longitud de onda, la determinación para el vapor de agua de $\tau_a(\lambda)$, también conocida como espesor óptico del aerosol para el vapor de agua, es directa. Para determinar β y α nos basamos en calcular el espesor óptico de aerosoles en dos canales del equipo distintos al de vapor de agua. En este trabajo se han utilizado los canales centrados sobre los 440 nm y los 870 nm de los fotómetros CIMEL que han medido en el OAI durante 2009 y el primer trimestre de 2010. Se escogieron estos dos canales porque en ellos la extinción debida al ozono también es despreciable. La calibración en dichos canales se hace aplicando la ley de

Bouguer-Lambert-Beer (expresión (2.1.1)) para la distancia media Tierra-Sol de 1 UA. Para estos canales, dicha expresión se transforma en:

$$\ln(I(\lambda) \times dTS^2) = \ln I_0(\lambda) - (\tau_a(\lambda) + \tau_R(\lambda)) \times m \quad (2.4.2)$$

Escogiendo las ordenadas en el origen de las rectas de mejor ajuste para cada día del período [2009, 2010] podremos seleccionar aquellos días más estables y de ellos promediar un valor de $I_0(\lambda)$ para 440 nm y 870 nm que serán las constantes de calibración respectivas. Seguidamente, obtendremos para cada instante el valor de $\tau_a(\lambda)$ en cada uno de estos dos canales despejándolo de la expresión (2.4.2), usando como entradas para cada canal, el valor determinado de la constante de calibración correspondiente y el valor de $\tau_R(\lambda)$ dado por la expresión (2.3.1).

Por último, aplicando la ecuación (2.4.1) para cada una de las longitudes de onda de ambos canales, lo que tenemos es un sistema de dos ecuaciones con dos incógnitas. De ahí calculamos los parámetros de Ångström β y α . Conocidos dichos parámetros, deducimos $\tau_a(\lambda)$ para el vapor de agua aplicando de nuevo (2.4.1) y tomando λ como 940 nm (longitud de onda del filtro de vapor de agua correspondiente).

Hay que indicar que si en vez de dos canales hubiésemos usado más, los parámetros β y α podrían haberse calculado ajustando a una recta por mínimos cuadrados el $\ln \tau_a(\lambda)$ frente al $\ln \lambda$ ya que la ley de Ångström en su forma neperiana es:

$$\ln \tau_a(\lambda) = \ln \beta - \alpha \times \ln \lambda \quad (2.4.3)$$

Esto es la ecuación de una recta de ordenada en el origen $\ln \beta$ y de pendiente $-\alpha$.

2.5. Constantes k y b de los filtros de vapor de agua

En el apartado 2.1 decíamos que la atenuación por unidad de masa óptica debida al vapor de agua a través de la atmósfera y del filtro instrumental era del tipo:

$$k \times (u \times m)^{b-1}$$

Basándonos en la ley de Bouguer-Lambert-Beer (2.1.1) esto significa que la transmitancia a lo largo de todo el recorrido a través del sistema atmósfera-filtro debida únicamente al vapor de agua se puede representar por una función exponencial decreciente de la siguiente manera:

$$\exp(-k \times (u \times m)^b) \quad (2.5.1)$$

k y b son constantes propias del filtro de vapor de agua de nuestro equipo. La transmitancia representa la proporción de la radiación que llega al sensor instrumental con respecto a la que habría en la parte superior de la atmósfera tras atravesar esta y el filtro del equipo. La transmitancia a través de la atmósfera se puede estimar usando un modelo de transferencia radiativa. Si representamos la transmitancia del sistema atmósfera-filtro frente al camino óptico del vapor de agua en la atmósfera, es decir, frente al producto $u \times m$ y luego ajustamos por mínimos cuadrados a la función exponencial (2.5.1) podremos determinar las constantes k y b características del filtro. De esta manera, cada filtro instrumental quedaría caracterizado por un único par de constantes. Para más detalles, consultar P. M. Romero Campos ⁽⁴⁾ y coautores en el siguiente enlace:

[http://www.aemet.es/es/divulgacion/publicaciones/detalles/Programa de vapor de agua](http://www.aemet.es/es/divulgacion/publicaciones/detalles/Programa%20de%20vapor%20de%20agua)

En el capítulo siguiente, veremos qué innovaciones introduce Campanelli ⁽¹⁾ al respecto y cómo la técnica que emplea soluciona de una manera alternativa esta cuestión.

3. Técnica de Campanelli ⁽¹⁾ (2010)

Campanelli ⁽¹⁾, basa su técnica en mejorar, por un lado, la determinación de los valores de las constantes k y b que caracterizan a los filtros, y por otro, la aplicación de la técnica de ajuste de la ecuación langley-modificada.

Como vimos en el apartado anterior, en la metodología tradicional, la determinación de las constantes k y b del filtro instrumental se basa en usar un modelo de transferencia radiativa. Pero cualquier modelo de transferencia radiativa introduce siempre un error en la simulación de la transferencia. Esto es debido a que aunque estos modelos tienen en cuenta la forma espectral de la curva de transmisión del filtro, los efectos de absorción molecular del vapor de agua, los perfiles de temperatura, presión y humedad absoluta así como el coeficiente de extinción del aerosol del lugar, estos perfiles varían no solo de un lugar a otro, sino que también varían en el tiempo para un mismo lugar. Por esta razón, toda la información de variación en el contenido de los perfiles verticales de las variables anteriores deberá ser tomada en cuenta a la hora de mejorar la calibración del filtro de vapor de agua. Esto es lo que hace Campanelli ⁽¹⁾ deduciendo las constantes k y b del filtro a partir de las propias medidas del instrumento y no a través de un modelo de transferencia radiativa. Al usar las medidas reales in situ del equipo, como en ellas va contenida toda la información relativa a los cambios en los perfiles atmosféricos, también las constantes deducidas para los filtros llevarán implícita de alguna manera la información de estos cambios. ¿En qué sentido, pues, son constantes? Campanelli ⁽¹⁾ habla de una ventana temporal de aproximadamente **un mes**, período en el que es razonable suponer que los perfiles atmosféricos no sufren cambios estacionales ni cambios importantes con lo que podemos considerar tanto a la constante de calibración $I_0(\lambda)$ como a las constantes k y b características de los filtros de vapor de agua invariables durante dicho mes. Así que pasamos del concepto de “constantes características de los filtros” a “*constantes mensuales características de los filtros*”.

Una vez conocidas y determinadas las constantes k y b , la siguiente innovación que propone Campanelli ⁽¹⁾ se refiere a la obtención de las ordenadas en el

origen de los ajustes a la ecuación langley-modificada. Campanelli ⁽¹⁾ toma como variable independiente, en vez de la cantidad m^b (en lo que llama langley-plot del tipo I), la cantidad $k \times (u \times m)^b$, llamándole langley-plot del tipo II. Para ello, usa como medidas de u las obtenidas por una fuente externa al radiómetro, como puede ser un SONDEO meteorológico o un receptor GPS, que mida simultáneamente con él.

Considerando que $y = \ln(I(\lambda) \times dTS^2) + (\tau_a(\lambda) + \tau_r(\lambda)) \times m$, y que $x = k \times (u \times m)^b$, el ajuste por mínimos cuadrados en el langley de tipo II se reduce a encontrar la recta óptima de pendiente -1 . El método de ajuste queda entonces independiente de la cantidad de agua precipitable y de su estabilidad ya que dicha información va implícita en la variable independiente x y no en la pendiente de la recta como ocurría con el langley del tipo I. A continuación, veamos cómo se aplican en la práctica los cambios propuestos por Campanelli ⁽¹⁾ y utilizaremos para ello las medidas tomadas por fotómetros CIMEL en el OAI durante 2009 y el primer trimestre de 2010.

4. Aplicación a fotómetros CIMEL

Los fotómetros CIMEL, que en 2009 y el primer trimestre de 2010 midieron en el OAI, se detallan en la siguiente tabla junto a sus períodos de medición y longitud de onda del filtro de vapor de agua correspondiente.

N.º instrumento	2009												2010												Canal H ₂ O (nm)
	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
25		X	X	X	X	X																			941,3
44								X	X																937,7
45											X	X													939,2
347															X										934,2
380						X	X	X	X	X		X	X	X	X										939,1
383	X	X																							939,5
421	X									X	X														934,8

Tabla 4.1. Fotómetros CIMEL en el OAI entre 2009 y marzo de 2010

El estudio se aborda de una forma compleja, ya que, dadas las características del OAI como centro de calibración mundial de fotómetros CIMEL, es normal que midan simultáneamente diferentes equipos en períodos solapados. Esto complica el tratamiento puesto que han de analizarse varios canales, algunos de los cuales miden en períodos muy cortos que no nos permiten disponer del suficiente número de datos cruzados para un análisis adecuado. No es la situación habitual que pudiera darse en otros lugares donde fuera un único fotómetro el que midiera en todo el período. En este caso, el estudio sería mucho más fácil al tener que calibrar un solo canal disponiendo de un período más amplio para su análisis y se obtendrían, probablemente, mejores resultados.

4.1. Uso de fuentes externas en la determinación de valores óptimos de k y b

Lo primero que hacemos es descargarnos de la página web de AERONET los datos correspondientes al nivel 2 (máxima calidad) de AOD en la estación de Izaña usando la herramienta de volcado web de datos de que dispone la propia página. En este fichero de datos viene, entre otros campos, el agua precipitable medida por el fotómetro CIMEL correspondiente, la masa óptica en el momento de la medida y calculada por AERONET, el espesor óptico de aerosoles para las longitudes de onda de los distintos fotómetros así como los parámetros de Ångström calculados en diferentes tramos. Nosotros usaremos este último dato para obtener el espesor óptico del aerosol en la longitud de onda del filtro de vapor de agua de que se trate empleando para ello la ley de Ångström (2.4.1). Los datos de las irradiancias brutas (voltajes en mV) que se corresponden con los datos de AOD del fichero han sido proporcionados aparte por PHOTONS-AERONET para nuestro estudio.

Cruzando la información correspondiente de los fotómetros con los valores de agua precipitable obtenidos de los retrasos cenitales medidos por nuestro GPS en Izaña para órbitas precisas, y con los obtenidos a partir de los SONDEOS Vaisala RS92, escogemos para cada fotómetro, para cada año y para cada mes, únicamente aquellos valores de irradiancias medidas antes del mediodía solar.

El primer paso consiste en tomar un valor inicial del parámetro b del filtro correspondiente de 0,6. Con este valor de b construimos la variable independiente $x = (u \times m)^{0,6}$ donde m es la masa óptica obtenida por AERONET, y u es el agua precipitable en cm obtenida a través del GPS o del SONDEO. La variable dependiente $y = \ln(I(\lambda) \times dTS^2) + (\tau_a(\lambda) + \tau_r(\lambda)) \times m$ se calcula sin problemas empleando las fórmulas que hemos visto en las secciones y capítulos anteriores. El cálculo de la distancia Tierra-Sol se realiza a partir del cálculo del ángulo diario, la declinación solar y el factor de excentricidad de la órbita terrestre. Se puede consultar en el capítulo I de Iqbal⁽²⁾.

A continuación calculamos el valor medio y_m de la variable dependiente y y el valor medio x_m de la variable independiente x y construimos a partir de ellos las variables $y_p = y - y_m$ y $x_p = x - x_m$.

Seguidamente, obtenemos la recta de mejor ajuste por mínimos cuadrados de y_p frente a x_p . Esta recta es de la forma: $y_p = -k \times x_p$, es decir, es una recta de pendiente $-k$ que pasa por el origen de coordenadas. Luego, descartamos aquellos valores para los que la distancia a la recta de ajuste es superior a dos veces el error medio respecto del ajuste. Por error medio entendemos la desviación estándar de los valores respecto de la recta de ajuste. Con los valores que quedan tras eliminar los que están suficientemente alejados de la recta, realizamos los ajustes finales variando el parámetro b desde 0,4 hasta 1,0 en pasos de 0,01 y escogiendo como mejor ajuste de todos ellos el de mayor coeficiente de correlación al cuadrado. Esto lo hacemos para cada equipo, mes y año y determinamos los parámetros k y b para cada uno de ellos. Las tablas 4.1.1 y 4.1.2 recogen un resumen de los resultados obtenidos usando como fuente externa medidas GPS o SONDEOS, respectivamente.

Año	Mes	Instrumento	λ (nm)	R2	N.º valores	k	B
2009	1	383	939,5	0,881 591	480	0,46	1,00
2009	1	421	934,8	0,970 024	26	0,84	0,71
2009	2	25	941,3	0,959 039	149	0,45	0,78
2009	2	383	939,5	0,728 527	25	0,59	1,00
2009	3	25	941,3	0,999 661	248	0,42	0,97
2009	4	25	941,3	0,957 484	546	0,48	0,71
2009	5	25	941,3	0,998 791	663	0,41	0,94
2009	6	25	941,3	0,967 499	103	0,33	0,98
2009	6	380	939,1	0,999 516	604	0,37	0,87
2009	7	380	939,1	0,998 968	755	0,31	0,93
2009	8	44	937,7	0,999 933	266	0,31	0,89
2009	8	380	939,1	0,999 828	503	0,32	0,91
2009	9	44	937,7	0,993 111	320	0,60	0,55
2009	9	380	939,1	0,994 655	121	0,66	0,48
2009	10	380	939,1	0,999 613	481	0,31	0,90
2009	10	421	934,8	0,965 759	128	0,87	0,45
2009	11	45	939,2	0,931 877	181	0,38	0,77
2009	11	421	934,8	0,956 909	317	0,82	0,40
2009	12	45	939,2	0,972 667	179	0,55	0,59
2009	12	380	939,1	0,946 944	138	0,44	0,67
2010	1	380	939,1	0,999 590	350	0,40	0,89
2010	2	380	939,1	0,960 535	144	0,43	0,76
2010	3	347	934,2	0,999 483	303	0,37	0,93
2010	3	380	939,1	0,999 751	33	0,65	0,50

Año	Mes	Instrumento	λ (nm)	R2	N.º valores	k	B
2009	1	383	939,5	0,999 418	482	0,69	0,41
2009	1	421	934,8	0,995 993	26	0,43	0,92
2009	2	25	941,3	0,954 248	147	0,47	0,77
2009	2	383	939,5	0,962 230	27	1,25	0,40
2009	3	25	941,3	0,943 037	252	0,56	0,63
2009	4	25	941,3	0,999 689	534	0,48	0,71
2009	5	25	941,3	0,996 985	690	0,35	0,93
2009	6	25	941,3	0,908 931	98	0,28	0,82
2009	6	380	939,1	0,998 037	599	0,28	0,97
2009	7	380	939,1	0,999 028	752	0,34	0,84
2009	8	44	937,7	0,999 841	263	0,35	0,80
2009	8	380	939,1	0,952 708	488	0,41	0,67
2009	9	44	937,7	0,999 913	308	0,37	0,79
2009	9	380	939,1	0,987 645	147	0,59	0,51
2009	10	380	939,1	0,960 760	473	0,46	0,65
2009	10	421	934,8	0,999 105	131	0,31	0,98
2009	11	45	939,2	0,999 735	180	0,43	0,72
2009	11	421	934,8	0,941 989	309	0,65	0,50
2009	12	45	939,2	0,999 788	177	0,52	0,76
2009	12	380	939,1	0,999 861	134	0,37	0,93
2010	1	380	939,1	0,999 624	358	0,57	0,58
2010	2	380	939,1	0,944 232	144	0,56	0,53
2010	3	347	934,2	0,999 415	305	0,40	0,92
2010	3	380	939,1	0,995858	33	0,90	0,40

Tablas 4.1.1 (arriba) y 4.1.2 (abajo). Parámetros obtenidos de los filtros de vapor de agua de los CIMEL usando como fuente externa los valores de agua precipitable del GPS y de los SONDEOS sobre Izaña, respectivamente.

Como puede verse, los ajustes finales son todos bastante buenos. Con excepción del instrumento 383, para los meses de enero y febrero de 2009, el resto poseen coeficientes de correlación al cuadrado que superan el valor de 0,9.

En el caso de usar los SONDEOS como fuente externa de agua precipitable, el coeficiente de correlación al cuadrado supera el valor 0,9 en todos los casos, incluido el instrumento 383 en enero y febrero de 2009. Para ambas tablas, el número de valores usados en los ajustes finales es suficientemente grande y los resultados obtenidos presentan una alta correlación. Veremos en la siguiente sección a qué resultados nos conducen cuando empleamos unos u otros.

4.2. Calibración de los canales de vapor de agua mediante langleys del tipo II

Una vez conocidas las constantes mensuales características de cada filtro de vapor de agua y equipo las utilizaremos para calibrar los canales de vapor de agua por el método langley del tipo II descrito al comienzo de este capítulo. Como hemos obtenido dos conjuntos de constantes características diferentes empleando respectivamente como fuente externa de agua precipitable el receptor GPS y los SONDEOS, usaremos también tanto el uno como el otro para comparar los resultados de las calibraciones deducidas a partir de los mismos.

En el método langley del tipo II haremos una primera depuración de los datos rechazando aquellos cuya distancia a la recta de ajuste se separe más de 2 veces el error medio o desviación estándar respecto del ajuste. Con los valores restantes haremos un segundo ajuste langley del tipo II que será el definitivo y que nos dará las ordenadas en el origen que formarán nuestra serie de irradiancias en la parte superior de la atmósfera a la distancia media Tierra-Sol de 1 UA.

De esta manera, tendremos una serie de irradiancias extraterrestres para cada equipo con su filtro y para cada mes. A partir de aquí, los criterios a la hora de seleccionar de entre todos los valores de las series los más adecuados para obtener las respectivas constantes de calibración pueden ser muy variados. Normalmente se suelen elegir aquellos días para los que las condiciones atmosféricas son óptimas. Estas condiciones hacen referencia a la estabilidad de la masa de aire y a la limpieza de la atmósfera, es decir, que la carga de partículas aerosoles sea pequeña de modo que la extinción que estas causan a la radiación directa sea mínima. Tanto el efecto del aerosol como el efecto de la cantidad de agua precipitable y sus variaciones durante el período en el que se aplica el método langley van implícitos en la pendiente de la recta de ajuste para dicho período. Ahora bien, explicábamos al principio de este capítulo que el procedimiento de langley del tipo II ajusta a una pendiente de -1 para todos los días. Esto lo convierte en un método independiente de las variables anteriores. De aquí, que nuestro análisis de selección de valores candidatos al cálculo óptimo de las constantes de calibración prescinda de razonamientos de tipo físico-atmosférico y nos ciñamos, únicamente, a razonamientos de tipo estadístico. No obstante, debido a que los valores de masas ópticas, agua precipitable y las propias constantes de los filtros no están exentos de error, y ello influirá en la calibración, no ajustaremos fijando las pendientes de las rectas a un valor de -1 , estrictamente hablando, sino que ajustaremos las variables

$y = \ln(I(\lambda) \times dTS^2) + (\tau_a(\lambda) + \tau_r(\lambda)) \times m$ y $x = k \times (u \times m)^b$ a la expresión general: $y = ax + b$ Evidentemente, la pendiente saldrá muy cercana a -1 pero podrá discrepar en algunas centésimas lo cual nos permitirá tener mayor flexibilidad en los ajustes y conseguir mejores resultados.

Visto así el problema, para cada serie mensual de constantes extraterrestres a la distancia media Tierra-Sol de 1 UA, elegiremos un conjunto de valores que hayan sido obtenidos con un elevado coeficiente de correlación lineal al cuadrado, en concreto exigiremos que para dichos días tales coeficientes sean superiores a 0,9, y que al mismo tiempo, tengan una dispersión razonablemente pequeña entre ellos por lo que nos quedaremos de entre los primeros con aquellos comprendidos entre los percentiles 25 y 75 de cada serie, es decir, todos aquellos que estén dentro del rango intercuartílico.

Pero es evidente que una técnica que utilice demasiados valores a la hora de calibrar un equipo no resulta útil. Por esta razón, y a fin de demostrar la utilidad de la técnica empleada, limitaremos el número de valores seleccionados a cinco como máximo. Así que, de entre todos los valores que están en los respectivos rangos intercuartílicos escogeremos como mucho los 5 más próximos a la mediana.

Una vez seleccionados, la constante de calibración vendrá dada por el promedio de los mismos y el error de la calibración será el valor de la desviación estándar (expresado en %) respecto de dicho valor medio.

Los resultados de la calibración de los diferentes canales de vapor de agua usando como fuente externa datos de agua precipitable GPS y datos de agua precipitable de SONDEOS son los que se presentan en las tablas 4.2.1 y 4.2.2. En la primera, la caracterización de los filtros de los canales de vapor de agua se llevó a cabo con GPS, y en la segunda, con los SONDEOS.

Año	Mes	Instrumento	λ (nm)	V0GPS (mV)	EV0GPS (%)	NGPS	V0SON (mV)	EV0SON (%)	NSON
2009	1	383	939,5	13 941,329 85	0,000 00	1	13 010,022 50	0,000 00	1
2009	2	25	941,3	14 914,207 35	0,135 43	3	14 672,358 85	0,438 03	3
2009	3	25	941,3	14 414,716 64	0,317 07	5	14 209,595 15	0,519 10	5
2009	4	25	941,3	15 805,909 08	0,159 39	5	16 094,938 21	0,109 80	5
2009	5	25	941,3	14 857,124 47	0,142 77	5	14 492,771 23	0,183 14	5
2009	6	380	939,1	12 448,617 17	0,339 51	5	12 091,372 87	0,367 10	5
2009	7	380	939,1	12 114,223 87	0,176 59	5	11 688,233 18	0,400 25	5
2009	8	44	937,7	12 834,090 26	0,289 81	5	13 002,560 00	0,403 36	5
2009	8	380	939,1	12 197,206 37	0,290 09	5	11 817,095 68	0,214 89	5
2009	9	44	937,7	17 511,959 15	0,333 99	5	17 181,857 81	0,365 57	5
2009	9	380	939,1	17 497,887 44	0,614 67	3	16 831,803 39	0,069 00	3
2009	10	421	934,8	21 011,799 15	0,868 19	2	17 698,434 92	0,121 73	2
2009	10	380	939,1	11 815,816 37	0,308 87	5	11 347,489 68	0,730 85	5
2009	11	421	934,8	20 618,510 60	0,231 11	5	20 486,214 81	0,266 95	5
2009	11	45	939,2	13 495,871 97	0,203 06	3	13 414,499 55	0,067 99	3
2009	12	380	939,1	14 111,897 40	0,391 13	3	14 381,531 61	0,311 52	3
2009	12	45	939,2	15 521,161 08	0,151 26	2	15 337,146 52	0,044 17	2
2010	1	380	939,1	12 609,632 59	0,252 43	5	12 503,464 29	0,336 05	5
2010	2	380	939,1	13 579,229 50	0,412 49	4	13 552,309 58	0,541 61	4
2010	3	347	934,2	10 732,939 23	0,447 42	5	10 984,128 06	0,300 25	5

Año	Mes	Instrumento	λ (nm)	V0GPS (mV)	EV0GPS (%)	NGPS	V0SON (mV)	EV0SON (%)	NSON
2009	1	383	939,5	22 219,145 66	0,000 00	1	19 271,973 89	0,000 00	1
2009	2	25	941,3	14 968,371 00	0,124 58	3	14 718,400 60	0,443 98	3
2009	3	25	941,3	16 914,700 13	0,232 69	5	16 773,816 73	0,396 96	5
2009	4	25	941,3	15 888,842 17	0,216 67	5	16 095,677 98	0,122 42	5
2009	5	25	941,3	14 741,110 91	0,113 28	5	14 559,817 56	0,195 77	5
2009	6	380	939,1	11 851,129 84	0,263 77	5	11 514,850 60	0,360 01	5
2009	7	380	939,1	12 391,845 64	0,283 66	5	12 241,169 61	0,168 14	5
2009	8	44	937,7	13 532,232 26	0,189 38	5	13 759,505 56	0,341 09	5
2009	8	380	939,1	14 255,074 53	0,240 08	5	13 558,081 05	0,218 23	5
2009	9	44	937,7	13 537,317 46	0,533 49	5	13 601,643 15	0,315 60	5
2009	9	380	939,1	16 527,317 19	0,401 50	4	15 894,854 29	0,119 56	4
2009	10	421	934,8	12 621,239 20	0,093 62	2	12 059,959 84	0,011 01	2
2009	10	380	939,1	14 400,416 49	0,242 49	5	13 703,188 15	0,545 65	5
2009	11	421	934,8	17 406,086 66	0,232 11	5	17 490,673 59	0,257 40	5
2009	11	45	939,2	13 781,535 69	0,184 16	3	13 772,451 75	0,164 58	3
2009	12	380	939,1	12 117,256 46	0,571 78	3	12 518,125 86	0,179 14	3
2009	12	45	939,2	13 925,036 30	0,434 86	2	13 750,125 23	0,583 78	2
2010	1	380	939,1	15 282,376 97	0,349 47	5	15 504,456 77	0,292 18	5
2010	2	380	939,1	16 296,747 66	0,433 28	4	16 116,497 70	0,197 78	4
2010	3	347	934,2	10 646,237 67	0,283 57	5	11 059,550 66	0,228 02	5

Tablas 4.2.1 (arriba) y 4.2.2 (abajo). Valores de calibración con GPS y SONDEOS usando GPS ó SONDEOS, respectivamente, como fuente externa para caracterizar los filtros de los canales de vapor de agua de los CIMEL. EV0GPS y EV0SON representan el % de error en la calibración y NGPS y NSON son el número de valores usados en la misma.

Como puede verse en ellas, no todos los equipos y filtros han podido ser calibrados en todos los meses, aunque sí la mayoría de ellos. Los que no han podido ser calibrados han sido, el 421 en enero de 2009; el 383 en febrero de 2009; el 25 en junio de 2009; el 380 en marzo de 2010 y el 347 en abril y mayo de 2010. Esto ha sido debido a la falta de datos cruzados suficientes entre los equipos implicados dentro del mes en cuestión y que cumplan al mismo tiempo con las exigencias de las propias condiciones impuestas en la selección de valores.

Si representamos gráficamente las calibraciones con GPS y con SONDEOS y los errores asociados a cada una para ambos casos de caracterización de filtros tenemos la figura 4.2.1.

En ella, y para ambos tipos de gráficos, vemos que la constante de calibración obtenida mediante SONDEOS para todos los equipos es del orden del 3% menor que la obtenida mediante GPS. Esto es debido a que originalmente, como veremos, los valores del agua precipitable obtenidos por el GPS son mayores en promedio que los obtenidos por SONDEOS. Esto se traduce en que las rectas de los ajustes del agua precipitable GPS son paralelas (prácticamente la misma pendiente) a las de los SONDEOS pero desplazadas hacia la derecha de las de estos (valores mayores en la variable $x = k \times (u \times m)^b$) provocando la subida del corte en la ordenada (relacionado con la constante de calibración). En cuanto a los errores de calibración entre GPS y SONDEOS podemos decir que están todos por debajo del 1 %, y son similares.

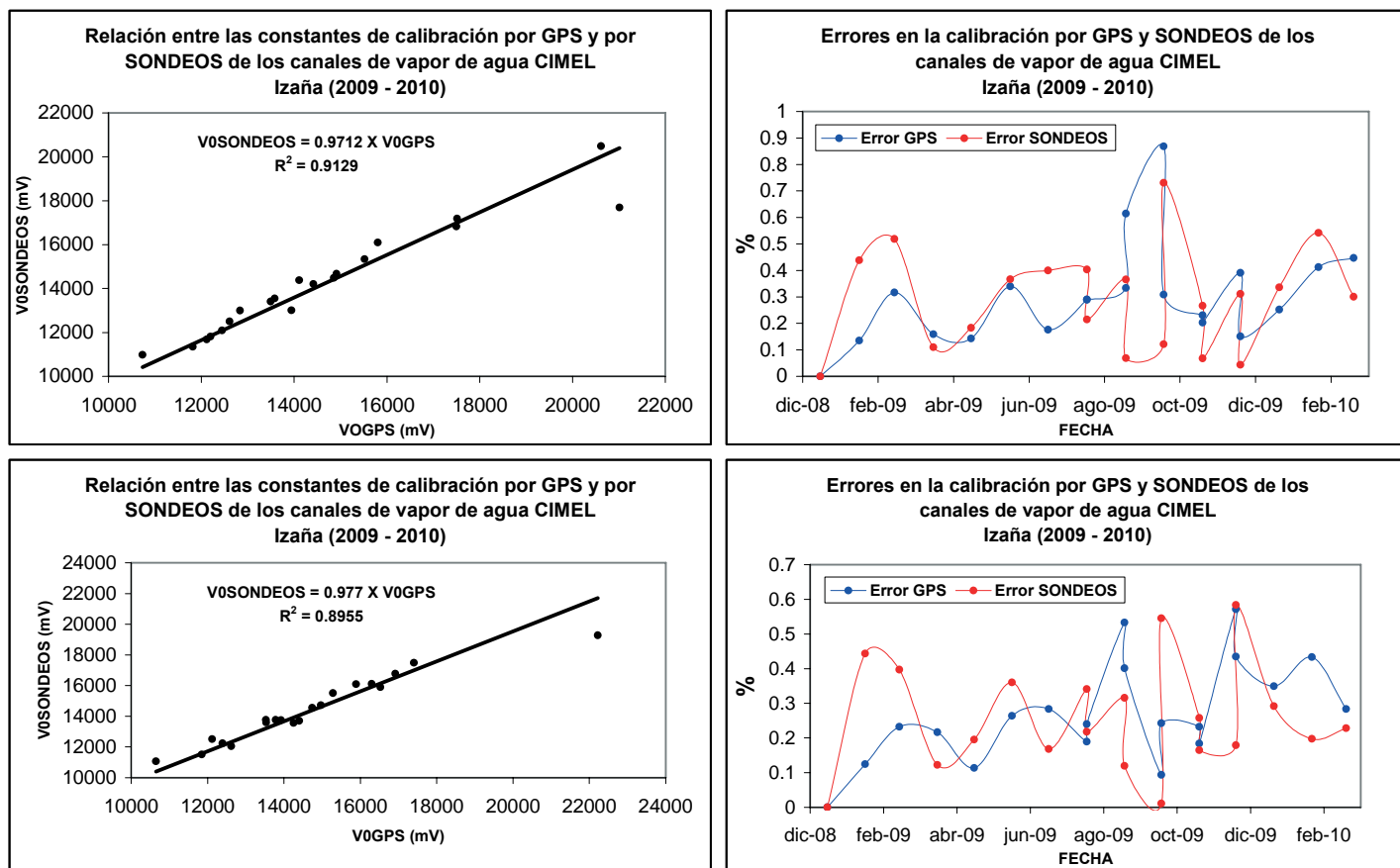


Figura 4.2.1. Los dos gráficos de arriba corresponden a las calibraciones de los canales de vapor de agua CIMEL mediante GPS y mediante SONDEOS a partir de la caracterización de los filtros usando al GPS como fuente externa de agua precipitable. Los dos gráficos de abajo son análogos pero usando los SONDEOS como fuente externa para caracterizar los filtros.

5. Análisis y conclusiones

Calibrados los filtros de vapor de agua de los equipos respectivos vamos a analizar qué resultados producen en el cálculo del agua precipitable a partir de las medidas CIMEL y si mejoran o no los que oficialmente fueron calculados por AERONET siguiendo la metodología clásica.

Para ello, tomaremos como instrumento de referencia en el cálculo del agua precipitable lo que se conoce como un Espectrofotómetro de Infrarrojos por Transformada de Fourier (FTIR, en inglés) perteneciente al KIT (Instituto de Tecnología de Karlsruhe (Alemania)). Este equipo mide en el OAI desde 2005 y ha participado, y participa actualmente, en varios proyectos en los que se precisan de medidas integradas en la columna atmosférica para diferentes componentes. Es un equipo basado en los mismos principios del interferómetro de Michelson y mide con una gran precisión y calidad. El instrumento se ha usado previamente como patrón de referencia en medidas de vapor de agua (SCHNEIDER ⁽³⁾ et al y P. M. ROMERO CAMPOS ⁽⁴⁾ y coautores). Con las medidas de agua precipitable calculadas con él, compararemos las originales CIMEL, proporcionadas por AERONET, usando la metodología clásica así como las calculadas con los CIMEL a partir de los valores de calibración deducidos mediante GPS y

SONDEOS aplicando la Técnica de Campanelli ⁽¹⁾. Veremos entonces si los nuevos valores de agua precipitable CIMEL son más próximos a los medidos por el FTIR que los originales obtenidos a través de la metodología clásica.

5.1 Comparación inicial del agua precipitable de los diferentes equipos

Cruzaremos los datos de agua precipitable original CIMEL con los del GPS, SONDEOS y FTIR para el período 2009 – marzo 2010 promediando entre los 15 minutos antes del momento en que el SONDEO rebasa el nivel de Izaña y los 45 minutos después de dicho momento. Luego, calculamos la diferencia, en valor absoluto, con respecto al agua precipitable FTIR, de los valores de agua precipitable de cada uno de ellos. Tomando al FTIR como referencia absoluta, consideraremos estas diferencias como una medida de la magnitud del error absoluto entre cada equipo y nuestra referencia FTIR. De esta manera, podemos definir ciertos intervalos de error y evaluar la frecuencia absoluta de errores o número de casos favorables en cada intervalo. Los resultados, los presentamos en la siguiente tabla:

Intervalos de error (mm)	N.º de casos favorables en cada intervalo de diferencias en valor absoluto del agua precipitable obtenida de dos equipos		
	Abs(CIM-FTIR)	Abs(SON-FTIR)	Abs(GPS-FTIR)
[0,0, 0,5)	2	10	7
[0,5, 1,0)	12	4	14
[1,0, 1,5)	9	7	5
[1,5, 2,0)	0	5	2
[2,0, 2,5)	2	1	1
[2,5, 3,0)	1	2	0
[3,0, 3,5)	3	0	0
[3,5, ∞)	0	0	0

Tabla 5.1.1. Frecuencias absolutas en los diferentes intervalos de errores definidos. El agua precipitable CIMEL que se emplea es la obtenida por AERONET con la metodología clásica.

Del cruce obtuvimos 29 registros en total. De las comparaciones entre las diferentes familias de agua precipitable con el agua precipitable FTIR de la tabla anterior, vemos que el agua precipitable proporcionada por el receptor GPS es la que presenta un menor umbral superior de error, ya que este queda por debajo de 2,5 mm. Seguidamente, el error entre SONDEO y FTIR está por debajo de 3 mm y, finalmente, el error máximo entre CIMEL y FTIR está por debajo de 3,5 mm.

Sin embargo, si nos fijamos en el número de errores comprendidos dentro de los intervalos más pequeños observamos que es el agua precipitable del SONDEO la que se acerca más a los valores del FTIR. En efecto, de los 29 casos posibles resultantes del cruce, 10 casos representan un 34,5 % en los que el error está por debajo de 0,5 mm. Este porcentaje se reduce al 24,1 % para el caso del GPS con 7 casos favorables para dicho intervalo y al 6,9 % en el caso del CIMEL con solo 2 casos favorables. Si tomamos como referencia el número de casos de errores menores de 1 mm, entonces CIMEL y SONDEOS serían similares con 14 casos favorables lo que representaría un 48,3 % frente al 72,4 % del GPS con 21 casos favorables.

Representando las familias de agua precipitable obtenidas con todos estos instrumentos frente a la obtenida con FTIR vemos que todos ellos miden, en promedio, menos agua precipitable que nuestra referencia. También puede observarse que la técnica GPS es la que obtiene valores más próximos a la técnica FTIR puesto que la constante de proporcionalidad entre ambas es la más cercana a la unidad:

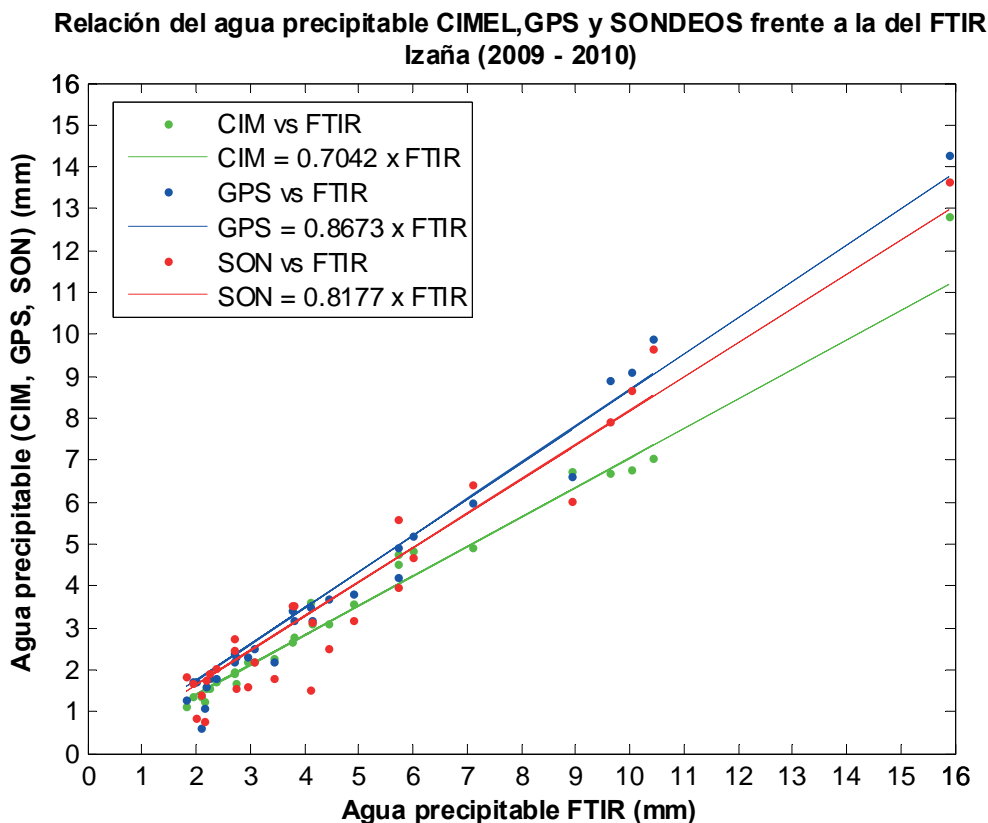


Figura 5.1.1. Agua precipitable CIMEL, GPS y SONDEOS frente a agua precipitable FTIR. Las pendientes de los ajustes son menores de la unidad lo que nos indica que, en promedio, todos los instrumentos anteriores infravaloran el agua precipitable frente a la referencia FTIR. Los valores representados son los originales medidos por cada equipo y los obtenidos del CIMEL por la red AERONET usando la metodología clásica de calibración del vapor de agua. Los ajustes se han hecho dando menos peso a los puntos más alejados de las rectas respectivas.

La Técnica de Campanelli ⁽¹⁾ resultará útil si conseguimos aumentar el número de casos de error de agua precipitable CIMEL frente a FTIR en los intervalos más pequeños disminuyendo el número de casos de error en los intervalos mayores, y todo ello, con respecto a los que había originalmente.

Veamos qué ocurre cuando calculamos el agua precipitable CIMEL usando las diferentes constantes de calibración deducidas a partir del GPS o de los SONDEOS.

5.2 Comparación del agua precipitable CIMEL obtenida por ambas técnicas

En la tabla siguiente presentamos los resultados obtenidos al calcular el agua precipitable CIMEL a partir de la metodología clásica y a partir de la Técnica de

Campanelli ⁽¹⁾. Esta última ha sido aplicada usando como fuente externa de datos de agua precipitable el receptor GPS y los SONDEOS. A su vez, y para cada caso, se ha evaluado dicha calibración utilizando la caracterización de los filtros de los respectivos canales de vapor de agua CIMEL obtenida mediante GPS y SONDEOS.

Intervalos de error (mm)	N.º de casos favorables en cada intervalo de diferencias en valor absoluto del agua precipitable obtenida de los dos equipos				
	Abs(CIM-FTIR)	Abs(CIS-FTIR)		Abs(CIG-FTIR)	
[0,0, 0,5)	2	7	14	5	9
[0,5, 1,0)	12	5	7	15	8
[1,0, 1,5)	9	6	3	3	4
[1,5, 2,0)	0	6	1	2	2
[2,0, 2,5)	2	2	2	1	1
[2,5, 3,0)	1	0	0	1	3
[3,0, 3,5)	3	2	0	0	1
[3,5, 4,0)	0	0	1	1	0
[4,0, ∞)	0	0	0	0	0

Tabla 5.2.1. La nomenclatura CIM hace referencia a los valores originales de agua precipitable CIMEL obtenidos por AERONET usando la técnica clásica. CIS y CIG son los valores de agua precipitable CIMEL obtenidos a partir de las calibraciones usando como fuente externa el agua precipitable de los SONDEOS o del receptor GPS, respectivamente, y usando la técnica de Campanelli ⁽¹⁾. En rojo, representamos el número de errores obtenidos con calibraciones (GPS o SONDEOS) en las que se ha usado como fuente externa el agua precipitable de los SONDEOS para caracterizar los filtros de los canales de vapor de agua CIMEL. En azul, el número de errores obtenidos con calibraciones (GPS o SONDEOS) en las que se ha usado como fuente externa el agua precipitable GPS para caracterizar los filtros de los canales de vapor de agua CIMEL.

A la vista de la tabla anterior, concluimos que, tanto con la calibración con SONDEOS como con la de GPS, el número de errores del agua precipitable CIMEL obtenida con respecto a la del FTIR aumenta en el intervalo más pequeño. Pasamos de un 6,9 % con solo 2 casos favorables a un 17,2 % con 5 casos favorables, en el peor de los casos, y a un 48,3 % con 14 casos favorables, en el mejor de los casos. Este último ocurre cuando caracterizamos filtros y calibramos con SONDEOS. Ya vimos que, originalmente, también los SONDEOS eran los que presentaban mayor número de casos favorables en el intervalo de error más pequeño [0, 0,5 mm). Decíamos también que considerando 1 mm como límite superior de referencia de error, era el GPS el más próximo a FTIR con el 72,4 % de errores por debajo de esa cota. Vemos que con la calibración mediante la Técnica de Campanelli ⁽¹⁾ hemos conseguido igualar dicha cota reevaluando el agua precipitable CIMEL mediante la caracterización de filtros y calibración con los SONDEOS. Si usamos la caracterización y calibración con GPS obtenemos también mejores resultados que los originales con 20 casos favorables de error por debajo de 1 mm lo que representa un 69 %.

En resumen, hemos pasado de 14 casos de error por debajo de 1 mm (48,3 %) a 20 casos (69 %) usando el GPS como fuente externa para calibrar los canales de vapor de agua CIMEL y a 21 casos (72,4 %) usando los SONDEOS.

Si representamos ahora, frente al agua precipitable FTIR, los nuevos valores de agua precipitable CIMEL obtenidos a partir de la caracterización de filtros con

SONDEOS y de las calibraciones con SONDEOS y GPS junto a los valores originales del agua precipitable CIMEL, obtenemos la siguiente figura:

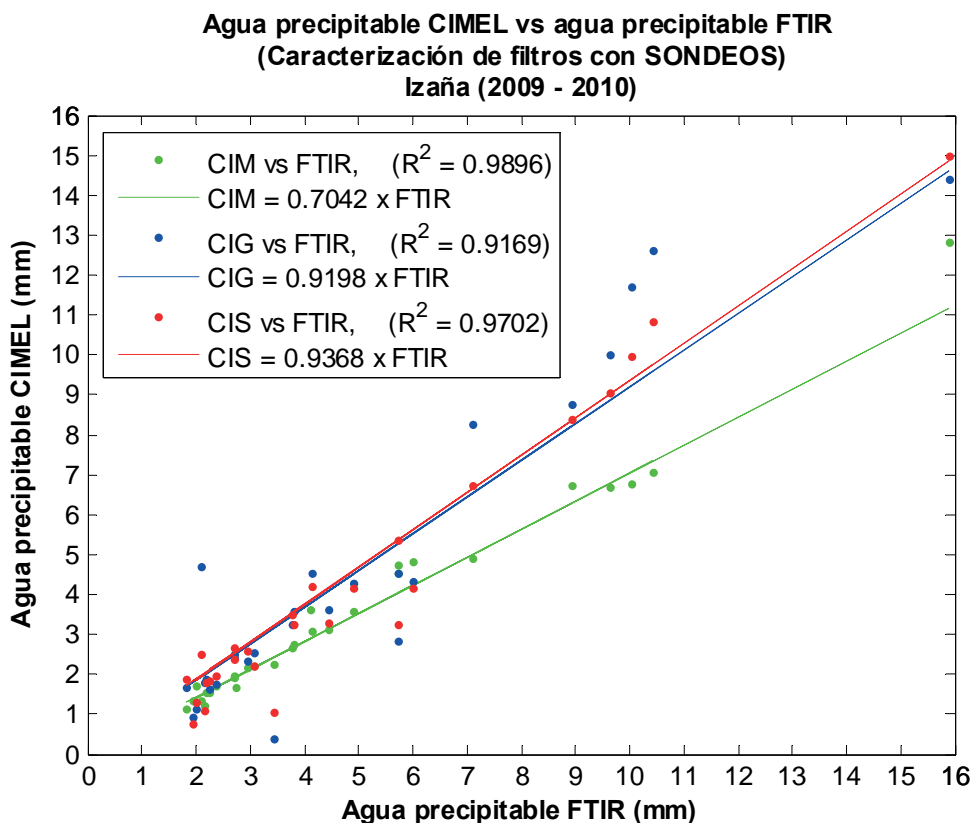


Figura 5.2.1. En esta figura se aprecia como a partir de la calibración con SONDEOS y con GPS se obtienen resultados similares para el agua precipitable CIMEL. En ambos casos los ajustes presentan más dispersión que los originales de la figura 5.1.1 pero, en promedio, los resultados son más próximos a los obtenidos con el FTIR. Esto se observa en las constantes de los ajustes, las cuales están más próximas a 1 que las originales. En la leyenda del gráfico, CIM significa valores originales de agua precipitable CIMEL obtenidos por AERONET; CIG y CIS son, respectivamente, los valores de agua precipitable CIMEL obtenidos con la calibración a partir de GPS y de SONDEOS usando la técnica de Campanelli ⁽¹⁾. Los ajustes se han hecho dando menos peso a los puntos más alejados de las rectas respectivas.

Con la Técnica de Campanelli ⁽¹⁾ no solo **hemos conseguido disminuir el error medio entre agua precipitable CIMEL y FTIR** sino que también hemos obtenido a partir del CIMEL **valores de agua precipitable más próximos a los de FTIR que los propios valores originales deducidos del SONDEO y del GPS.**

Finalmente, recordar que todos estos resultados han sido obtenidos con calibraciones de un error inferior al 1 %. Las calibraciones oficiales de AERONET para los canales de vapor de agua de los CIMEL que han medido en Izaña durante el año 2009 y el primer trimestre de 2010 tienen errores que oscilan entre el 2 % y el 6 %, dependiendo del instrumento y filtro y del período en el que se calibra. Hasta la fecha estas calibraciones oficiales vienen realizándose con la metodología clásica.

Por todo lo dicho, pensamos que este ejemplo de aplicación práctica de la Técnica de Campanelli ⁽¹⁾ puede servir para validarla como metodología habitual a seguir a partir de ahora en la calibración de los canales de vapor de agua de los fotómetros CIMEL.

6. Bibliografía

1. CAMPANELLI, M., A. LUPI, T. NAKAJIMA, V. MALVESTUTO, C. TOMASI and V. ESTELLÉS (2010). Summertime columnar content of atmospheric water vapor from ground-based Sun-sky radiometer measurements through a new in situ procedure. *J. Geophys. Res.*, 115, D19304, doi: 10.1029/2009JD013211.
2. IQBAL, M (1983). An Introduction to Solar Radiation. Academic Press.
3. M. SCHNEIDER, P. M. ROMERO, F. HASE, T. BLUMENSTOCK, E. CUEVAS and R. RAMOS (2010). Continuous quality assessment of atmospheric water vapour measurement techniques: FTIR, Cimel, MFRSR, GPS and Vaisala RS92. *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 323-338.
4. ROMERO CAMPOS, P. M., E. CUEVAS AGULLÓ, R. RAMOS LÓPEZ, M. VALDÉS PÉREZ DE VARGAS y M. SCHNEIDER (2009). Programa de vapor de agua en columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña: Análisis e intercomparación de diferentes técnicas de medida. NTD-CIAI-1. NIPO: 784-09-009-9. Agencia Estatal de Meteorología.