

## Artículo completo

## Ciencias Ambientales, Agroindustrias y de la Tierra

## Análisis del modelo de cálculo utilizado para obtener el vapor de agua troposférico desde los retardos en la señal GNSS en la región centro oeste de Argentina

### *Analysis of the calculation model used to obtain tropospheric water vapor from the GNSS signal delays in the central west region of Argentina*

Mackern, María Virginia<sup>1,2,3</sup>; Mateo, María Laura<sup>2,3</sup>;  
Camisay, María Fernanda<sup>2,3</sup>; Rosell, Patricia Alejandra<sup>1,2,3</sup>;  
Weidmann, Tomás<sup>3</sup>; Gonzalez Romo, Agustín<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Argentina.

<sup>2</sup> Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ingeniería. Mendoza. Argentina.

<sup>3</sup> Universidad Juan Agustín Maza. Facultad de Ingeniería. Mendoza. Argentina.

Contacto: vmackern@mendoza-conicet.gob.ar  
Autor de correspondencia: Mackern, María Virginia

Palabras claves: IWV, ZTD, GNSS, TM, Radiosonda, SIRGAS  
Keywords: IWV, ZTD, GNSS, TM, Radiosonde, SIRGAS

#### Resumen

El agua en su estado gaseoso, es el principal regulador de la temperatura superficial del planeta. La técnica utilizada tradicionalmente para medir el vapor de agua atmosférico, a través de radiosondas, resulta insuficiente para monitorear la variabilidad tanto espacial como temporal. Esta variable genera un retardo en la señal GNSS al atravesar la atmósfera, por lo cual desde hace tres décadas se viene trabajando en recuperar el contenido de vapor de agua, en forma indirecta desde las mediciones GNSS. En el modelo de cálculo se aplica un parámetro crítico, la temperatura media de la columna atmosférica. Se han desarrollado varios modelos para calcularla, la gran mayoría basados en observaciones de radiosondas lanzadas principalmente en el hemisferio norte.

En este trabajo se compara la aplicación de 3 modelos de temperatura media, el de Bevis, el de Mendes y el de Yao. En este último se analizan dos grupos de coeficientes correspondientes a dos sectores de latitud sur, sobre el centro oeste de Argentina.

También se ha analizado la influencia de distintos coeficientes de la refracción, en el factor que relaciona la componente húmeda del retardo troposférico y el vapor de agua. Se consideraron los coeficientes propuestos por Thayer y por Rüeger.

Se concluyó que tanto el modelo de Mendes como el de Bevis para el cálculo de la temperatura media son los que mejor representan la variabilidad espacial y temporal de la variable, en la región de estudio. Respecto a los coeficientes de la refracción utilizados en el modelo de cálculo, sus diferencias no son significativas pudiendo utilizarse cualquiera de ellos.

#### Abstract

Water in its gaseous state is the main regulator of the planet's surface temperature. The technique traditionally used to measure atmospheric water vapor, through radiosondes, is insufficient to monitor both spatial and temporal variability. This variable generates a delay in the GNSS signal when it passes through the atmosphere, for which for three decades work has been done to recover the water vapor content, indirectly from GNSS measurements. In the calculation model a critical parameter is applied, the average temperature of the atmospheric column,  $T_m$ . Several models have been developed to calculate the vast majority in radiosonde observations launched mainly in the northern hemisphere.

In this work, the application of 3 models of mean temperature is compared: Bevis, Mendes and Yao. In the latter, two groups of coefficients corresponding to two sectors of southern latitude are analyzed, over the central west of Argentina.

The influence of different coefficients of refraction on the factor that relates the wet component of the tropospheric delay and the water vapor has also been analyzed. In this case, the coefficients proposed by Thayer and Rüeger were considered.

It was concluded that both the Mendes and Bevis models for the calculation of the mean temperature are those that best represent the spatial and temporal variability of the variable, in the study region. Regarding the refraction coefficients used in the calculation model, their differences are not significant and any of them can be used.

### Introducción

La Tierra es un sistema complejo en el que convergen gran cantidad de variables. Es conocido el rol fundamental que ocupa el agua en el desarrollo de la vida en nuestro planeta. En su estado gaseoso, el vapor de agua atmosférico, es objeto de constante estudio. Es el gas más abundante del efecto invernadero como principal regulador de la temperatura superficial del planeta. En la troposfera inferior, el vapor de agua atmosférico actúa como el principal recurso de precipitación en todos los sistemas meteorológicos, y dominando la estructura de calentamiento diabático en la troposfera [Trenberth *et al.* 2005]. El vapor de agua juega un papel importante en el desarrollo de, por ejemplo: eventos de precipitación extrema [Fujita y Sato, 2017; Barindelli *et al.*, 2018]; lluvia asociada con ciclones que se profundizan rápidamente en latitudes medias [McMurdie y Katsaros, 1996]; desarrollo de granizo [Guerova *et al.*, 2013; Calori *et al.*, 2016]; y, precipitación orográfica asociados con los ríos atmosféricos [Smith *et al.*, 2010].

Si bien mucho se conoce del vapor de agua y su incidencia sobre el planeta, la medición del mismo aún está limitada tanto espacial como temporalmente. Un mejor conocimiento de esta variable permitirá una mejor comprensión de los procesos atmosféricos, facilitando así también el pronóstico meteorológico. La mayor dificultad que presenta la comprensión de la distribución de vapor de agua se debe principalmente a su propia complejidad, tanto de movimiento como de transporte a lo largo de la atmósfera, resultando en una variable altamente cambiante en el tiempo y en el espacio. El conocimiento de esta variable requiere de una medición permanente y en lo posible a partir de una amplia red de observación que asegure su monitoreo espacial.

Tradicionalmente el vapor de agua integrado (IWV) de la columna de aire atmosférica por sobre un sitio, se ha medido a partir de radiosondas lanzadas en lugares específicos a las 0 h y 12 h de tiempo universal coordinado (UTC). Estas si bien se complementan a partir de las mediciones radiométricas sobre mares y océanos, con mediciones realizadas desde radiómetros a bordo de satélites, presentan inhomogeneidades en las series temporales de IWV, asociadas a cambios en el instrumental de las distintas misiones satelitales (Dessler y Davis, 2010; Mieruch *et al.*, 2014).

Por todo lo expuesto el monitoreo del iwv, no es suficiente y resulta imprescindible implementar nuevas técnicas que brinden mayor cobertura espacial y una mejor resolución temporal, que describa en lo posible su variabilidad horaria.

Frente a esta demanda surge la técnica, basada en la extracción del vapor de agua desde los retardos cenitales troposféricos (ZTD), sobre la señal GNSS (*Global Navigation Satellite System*) [Davis, J.L. *et al.*, 1985], como una alternativa muy potente por sus dos principales ventajas:

- Densificación temporal: permite realizar mediciones continuas, las 24 horas del día, los 365 días del año, con intervalos de muestreo que pueden ir desde el segundo a los 60 o 120 minutos.
- Densificación espacial: se dispone en América Latina de una amplia red de estaciones de observación GNSS, SIRGAS-CON ( $\approx 350$  estaciones GNSS, operativas promedio en los últimos 5 años), que sobrepasa notablemente a la cantidad de estaciones de radiosondeo, sobre dicha región ( $\approx 45$  estaciones de radiosondeo operativas promedio en los últimos 5 años, disponibles desde el sitio de la Universidad de Wyoming y reportadas desde IGRA, *Integrated Global Radiosonde Archive*).

La posibilidad de estimar el contenido de IWV desde las observaciones GPS (*Global Position System*) [Bevis *et al.* 1992] es una técnica utilizada a nivel global desde la red del IGS (*International GNSS Service*), densificada y muy aprovechable. Esta técnica geodésica puede ser utilizada como una importante herramienta de apoyo a otras ciencias orientadas a la investigación del clima. Las estimaciones actuales del retardo troposférico sobre las observaciones GNSS permiten inferir valores de IWV con alta precisión, equivalente a la esperada a partir de las técnicas de observación directa, como radiosondas y radiómetros de microondas (Bonafoni *et al.*, 2013; Van Baelen *et al.*, 2005; Calori *et al.*, 2016).

En América, se dispone de la red de estaciones GNSS continuas del proyecto SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas, [www.sirgas.org](http://www.sirgas.org)) operativa como red de monitoreo geodésico, desde el año 2000 a la fecha, con un índice de crecimiento promedio de 26 estaciones nuevas por año. Cuenta actualmente con más de 420 estaciones GNSS continuas distribuidas en los diferentes países de América Latina y el Caribe (Cioce *et al.*, 2018). La misma es utilizada con fines geodésicos y en lo que respecta a estudios atmosféricos está siendo utilizada para estudios ionosféricos [<http://www.sirgas.org/es/iono-maps/>] y recientemente para análisis de la atmósfera neutra, estimando retardos troposféricos [<http://www.sirgas.org/es/tropo-delays/>].

Estas estaciones son procesadas rutinariamente por los Centros de Análisis SIRGAS (AC), siguiendo las pautas y estándares establecidos por el Servicio Internacional de Rotación y Sistemas de Referencia de la Tierra (IERS) y el IGS (International GNSS Service). Desde el 2014, el procesamiento de datos GNSS incluye la estimación de los valores de ZTD por hora basados en observaciones GPS y GLONASS (*Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema* - Sistema de navegación global por satélite creado por Rusia) (Camisay *et al.*, 2020; Sánchez *et al.*, 2015 y Brunini *et al.*, 2012).

## Artículo completo

## Ciencias Ambientales, Agroindustrias y de la Tierra

Pacione *et al.* (2017) muestra el gran potencial que una red GNSS continental ofrece a los estudios atmosféricos. La red permanente de Europa, EUREF *Permanent GNSS Network* (EPN) (Bruyninx *et al.*, 2019) ha aportado una base de información valiosa para el desarrollo de registros de datos climáticos de productos troposféricos GNSS en el continente, utilizándose como referencia en los re-análisis numéricos de predicción del clima y en simulaciones de modelos climáticos, para monitorear tendencias y variabilidad del iwv. También Guerova *et al.* (2016), muestran las ventajas de la aplicación de productos troposféricos GNSS en la predicción y en el monitoreo del clima.

Entre los antecedentes referidos al uso de estaciones GNSS para la estimación de iwv en América del Sur podemos mencionar a Bianchi *et al.* (2016) quienes presentan la estimación de los valores medios de iwv y sus tendencias durante 2007-2013, en cien estaciones SIRGAS-CON. Calori *et al.*, (2015), propone una metodología de procesamiento, con intervalos de muestreo de 2 horas, aplicando técnicas de post-procesamiento, la cual permite alcanzar productos troposféricos de gran precisión, pero con un retardo de entre 15 y 20 días posteriores a la fecha de la observación.

Analizando detalladamente el modelo de cálculo propuesto por Askne y Nordius (1987), es posible estimar el contenido de iwv de la columna de aire sobre la estación GNSS, a partir de dos parámetros considerados variables empíricas del cálculo. La componente húmeda del retardo cenital troposférico (ZWD) extraída del ZTD en las estaciones GNSS y la temperatura media de la columna atmosférica sobre el sitio ( $T_m$ ).

Respecto a la primera se resuelve disponiendo del dato de presión atmosférica *in situ*, ya que con la misma se calcula la componente hidrostática del retardo (ZHD), según Davis *et al.* (1985), y restando dicho valor al ZTD se determina el ZWD (Mackern *et al.*, 2020).

En cuanto a la  $T_m$ , resulta un parámetro crítico en el cálculo del vapor de agua (Davis *et al.*, 1985). Existen varios modelos para calcular la  $T_m$ , la gran mayoría de los mismos se basan en la relación de ésta con la temperatura a nivel de la superficie del terreno. Los mismos son modelos empíricos obtenidos desde mediciones realizadas e integradas a lo largo de perfiles de radiosondeos, algunos en América como fue el caso del modelo BTm (Bevis 1992) y otros globales como UNB98Tm1 (Mendes 1999) y GTm (Yao *et al.*, 2014), entre otros.

En el factor de proporcionalidad (designado como  $\Pi$ ), que relaciona la variable ZWD con iwv, intervienen los coeficientes de la refracción atmosférica (Askne y Nordius, 1987). Estos también han sido definidos empíricamente por diferentes autores. En Calori *et al.* (2016) se validaron estimaciones de iwv, calculadas aplicando los coeficientes de Thayer (1974), sobre la región centro oeste de Argentina. Rüeger (2002) sugirió el reemplazo de los coeficientes antes mencionados por un grupo de coeficientes que responden mejor a las ondas en el espectro de radio (caso de la señal GNSS).

El objetivo de este trabajo consiste en analizar el impacto sobre el cálculo del iwv al utilizar distintos modelos de la temperatura media de la troposfera, como la influencia de diferentes coeficientes de la refracción sobre la señal GNSS. Se presenta en primer lugar un análisis comparativo de 3 modelos de  $T_m$ : UNB98Tm1 (Mendes 1999), BTm (Bevis 1992) y GTm (Yao *et al.*, 2014), 2 casos de este último.

En un segundo análisis se compara la influencia sobre el cálculo del vapor de agua, de 3 diferentes grupos de coeficientes de refracción: Thayer (1974), «Best available» (Rüeger, 2002) y «Best average» (Rüeger, 2002).

Ambas validaciones se han realizado, en la región centro oeste de Argentina, en 3 sitios donde se dispone de estación GNSS y estación de radiosondeo. Se han considerado como referencia los valores correspondientes ( $T_m$  en el primero e iwv en el segundo) extraídos de los perfiles de radiosondeo de la región.

### Materiales y métodos

#### Modelo de cálculo del iwv desde ZTD

Conforme al modelo de cálculo propuesto por Askne y Nordius (1987), el iwv se puede obtener aplicando el factor de proporción  $\Pi$  a la componente húmeda del retardo cenital troposférico (ZWD), ecuación (1)

$$IWV = \Pi * ZWD \quad (1)$$

Artículo completo

Ciencias Ambientales, Agroindustrias y de la Tierra

En (1) el vínculo entre  $zwd$  e  $iww$  viene dado por la cantidad adimensional de proporcionalidad  $\Pi$ , ecuación (2) (Askne y Nordius, 1987):

$$\Pi = 10^5 / \left( K_2' + \frac{K_3}{T_m} \right) R_w \quad (2)$$

$R_w$  es la relación de la constante molar del gas y la masa molar del vapor de agua, igual a 0,461499. El coeficiente  $K_2'$ , se calcula por la expresión  $K_2' = K_2 - m \cdot K_1$ , en la cual la constante  $m$  es la relación de las masas molares de vapor de agua ( $M_w$ : 18,0152 g/ moles) y aire seco ( $M_d$ : 28,9644 g/ moles). Las constantes físicas  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$  son las correspondientes a la fórmula (3) utilizada para la refractividad atmosférica (Rüeger, 2002) y han sido determinadas por varios autores.

$$N_r = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{P_w}{T} + K_3 \frac{P_w}{T^2} \quad (3)$$

Donde  $P_d$  es la presión parcial de aire seco,  $P_w$  es la presión parcial del vapor de agua (ambas presiones expresadas en hPa),  $K_i$  son constantes y  $T$  es la temperatura (en grados Kelvin).

La variable crítica  $T_m$  en (2), es la temperatura media en la columna atmosférica sobre el sitio de estudio (Davis *et al.* 1985; Bevis *et al.* 1992). Existen varios modelos para calcular la  $T_m$ , la gran mayoría de los mismos se basa en la relación de ésta, con la temperatura (en grados Kelvin) a nivel de la superficie del terreno,  $T_s$ , según la ecuación (4).

$$T_m = a + b T_s \quad (4)$$

$$T_m = \frac{\int_H^\infty \frac{e}{T} dz}{\int_H^\infty \frac{e}{T^2} dz} = \frac{\sum \frac{e_i}{T_i} \Delta h_i}{\sum \frac{e_i}{T_i^2} \Delta h_i} \quad (5)$$

$$e = 6,11 * 10^{(7,5 * dwpt / (237,7 + dwpt))} \quad (6)$$

Los parámetros  $a$  y  $b$ , se determinan empíricamente desde mediciones realizadas a lo largo de perfiles de radiosondeos (Yao *et al.*, 2014), según la ecuación (5), en donde  $T_i$  es la temperatura promedio entre las temperaturas medidas en dos niveles consecutivos de la radiosonda ( $(T_{i-1} + T_i) / 2$ ) y de igual forma, la variable  $e_i$ , es la presión de vapor de agua promedio entre dos niveles consecutivos. Esta se calcula en función de la temperatura de rocío ( $dwpt$ , en °C) en cada nivel del perfil, mediante la ecuación (6). Empíricamente las integrales se limitan a la sumatoria del aporte de cada nivel  $i$  del perfil al cual le corresponde un espesor de atmósfera  $\Delta h_i$  (diferencia de las alturas de dos niveles consecutivos).

Algunos modelos que permiten el cálculo de la  $T_m$  se han basado en radiosondeos sobre América del Norte, un ejemplo es el conocido internacionalmente modelo de Bevis (1992) y algunos se han determinado a partir de radiosondeos distribuidos globalmente, como por ejemplo Mendes (1999) y Yao (2014).

Retomando la ecuación (1), el  $zwd$  se obtiene sustrayendo, al  $ZTD$  estimado en la estación GNSS, la correspondiente componente hidrostática (ZHD). Esta puede calcularse según Davis *et al.* (1985), por la ecuación (7), introduciendo como datos la latitud geodésica ( $\varphi$ ), la altura elipsoidal ( $h$ ) y la presión atmosférica (en hPa) en el sitio de la estación GNSS ( $P_{GNSS}$ ) donde se ha estimado el  $ZTD$ . Cabe mencionar que por ser la  $P_{GNSS}$  variable, es necesario disponer de la misma con el mismo intervalo de tiempo que se dispone del  $ZTD$ .

$$ZHD = 0,002276738 \times \frac{P_{GNSS}}{1 - 0,00266 \cos(2\varphi) - 0,28 \cdot 10^{-6} \cdot h_{GNSS}} \quad (7)$$



Tabla 1. Cantidad de perfiles de radiosondeo disponibles (a las 00 h y 12 h UTC) en las estaciones de radiosondeo analizadas (Fig. 1).

Estación	SAME		SAZR		SAZN		TOTAL	
	00 h	12 h	00 h	12 h	00 h	12 h	00 h	12 h
2014	0	0	0	289	0	193	0	482
2015	128	166	0	154	0	0	128	320
2016	359	365	0	361	0	0	359	726
2017	355	359	310	363	0	200	665	922
2018	273	354	229	358	0	282	502	994
2019	0	341	0	345	0	279	0	965
Total	1115	1585	539	1870	0	954	1654	4409
faltante	49,1%	27,6%	75,4%	14,6%	100%	56,4%	74,8%	32,9%

**Modelos comparados de temperatura media de la atmósfera, T<sub>m</sub>**

Como se mencionó anteriormente la mayoría de los modelos de T<sub>m</sub> se basan en la relación de ésta, con la temperatura (en Kelvin) a nivel de la superficie del terreno, T<sub>s</sub>, según la ecuación (4). En este trabajo se analizaron 3 modelos que responden a la relación lineal de dicha ecuación: UNB98T<sub>m</sub>1 (Mendes 1999), BT<sub>m</sub> (Bevis *et al.* 1992) y dos casos del modelo GT<sub>m</sub> (Yao *et al.* 2014), para los rangos de latitud que cubren el territorio argentino. El correspondiente a las latitudes 15° S a 30° S y el de latitudes 30° S a 45° S.

Tabla 2. Coeficientes a y b (ecuación 4) de los modelos de T<sub>m</sub> comparados

Modelo de T <sub>m</sub>	a	b
UNB98T <sub>m</sub> 1 [Mendes 1999]	50,4000	0,7890
BT <sub>m</sub> [Bevis <i>et al.</i> 1992]	70,2000	0,7200
GT <sub>m</sub> (latitud 15 °S-30 °S) [Yao <i>et al.</i> 2014]	76,5865	0,7045
GT <sub>m</sub> (latitud 30 °S-45 °S) [Yao <i>et al.</i> 2014]	-15,9259	1,0224

En la tabla 2 se enuncian los correspondientes cuatro grupos de coeficientes (a y b) de los modelos comparados. El objetivo fue determinar cuál de los modelos de cálculo analizados, representa mejor a la variabilidad (espacial y temporal) de la T<sub>m</sub> en la región de estudio.

Se utilizaron como referencia los valores de T<sub>m</sub> calculados a partir de la sumatoria de los aportes correspondientes a cada nivel del radiosondeo, calculados con las variables temperatura (T) y presión del vapor de agua (e), registradas en función de la altura, en la trayectoria de cada perfil de radiosondeo, conforme a las ecuaciones (5) y (6) (Davis *et al.*, 1985 y Yao *et al.*, 2014). La validación se realizó en las tres estaciones de radiosondeos mencionadas, disponibles en la región centro oeste de Argentina (CWA). El período analizado fue de abril del 2014 a julio del 2018. Se consideraron los 2 lanzamientos diarios disponibles (a la 00 h y 12 h UTC), en algunos casos se dispuso sólo del correspondiente a las 12 h (tabla 1). El análisis se realizó por separado dada la significativa variabilidad de temperatura entre el día (12 h) y la noche (00 h).

**Coeficientes de refracción, K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub> y K<sub>3</sub>**

Como se mencionó, no existe un único grupo de coeficientes en la fórmula (3) del índice de refracción (Rüeger, 2002). En este trabajo se ha analizado la influencia sobre el cálculo del iwv de 3 grupos distintos de coeficientes. Los definidos por Thayer (1974) por ser particularmente muy utilizados en el campo de la geodesia (por ejemplo, Herring 1992, Jarlemark 1994, Mendes 1999) y dos grupos descritos por Rüeger (2002) como «Best available» (en este trabajo denominados Rüeger) y «Best average» (en este trabajo denominados RüegerAverage), recomendados para el cálculo de la refractividad anómala (Tabla 3).

Tabla 3: Coeficientes de la fórmula de refractividad atmosférica analizados

	K <sub>1</sub> [K/mbar]	K <sub>2</sub> [K/mbar]	K <sub>3</sub> [K <sup>2</sup> /mbar]	K <sub>2</sub> ' [K/mbar]
Thayer 1974	77,604	64,79	3,776 10 <sup>5</sup>	16,52
Rüeger 2002, "Best available"	77,695	71,97	3,75406 10 <sup>5</sup>	23,645472
Rüeger 2002, "Best average"	77,6890	71,2952	3,75463 10 <sup>5</sup>	22,9744

Para este análisis se consideraron los valores de IWV calculados en las 8 estaciones SIRGAS-CON ubicadas dentro del área de estudio (Figura 1). En cada estación se dispuso de veinticuatro valores diarios de ZTD. Para el cálculo del IWV se utilizaron las ecuaciones 1, 2, 4 y 7, con los valores de Ts y P extraídos del modelo de reanálisis ERA Interim [Berrisford *et al.*, 2011; Dee *et al.*, 2011]. Se utilizó este reanálisis siguiendo la metodología de Calori *et al.* (2016), su utilización y precisión ha sido probada por diferentes autores [Bock and Parracho, 2019; Wang *et al.*, 2020]. Se obtuvieron cuatro valores diarios, dada la disponibilidad de estos últimos (00, 06, 12 y 18 h UTC). Este proceso de cálculo se repitió tres veces, con cada uno de los grupos de coeficientes mencionados (tabla 3). En las Figuras 2, 3 y 4 se pueden ver las series de IWV calculadas, considerando en el cálculo de Π los 3 grupos de coeficientes comparados, en las 3 estaciones de validación.

Para el análisis comparativo se tomó como referencia el valor del vapor de agua extraído de las mediciones de los correspondientes perfiles de radiosondeo en cada sitio (SAME, SAZR y SAZN). Esta validación fue sólo posible a la 00 h UTC (1654 radiosondeos) y a las 12 h UTC (4409 radiosondeos). Se pueden observar en las figuras de las series de iwv, los periodos de ausencia de observaciones de radiosondeo (en acuerdo con la información de tabla 1) y los faltantes del iwv calculado en base a los distintos coeficientes, debido a inexistencia del ZTD (lo cual se atribuye a ausencia o mala calidad de las observaciones GNSS).

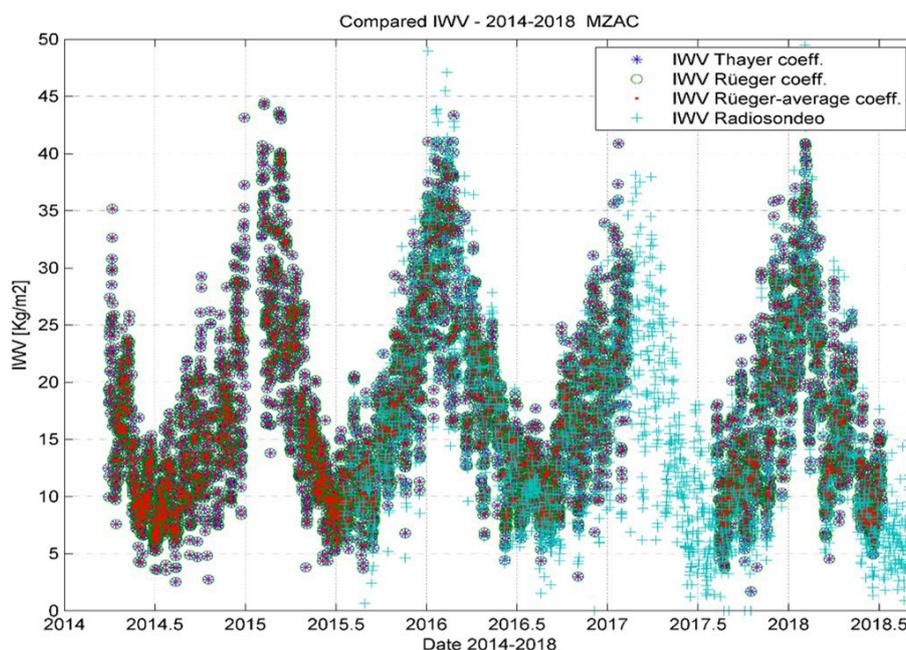


Figura 2. iwv calculados en estación GNSS MZAC (Mendoza Ciudad), Radisondeo: SAME.

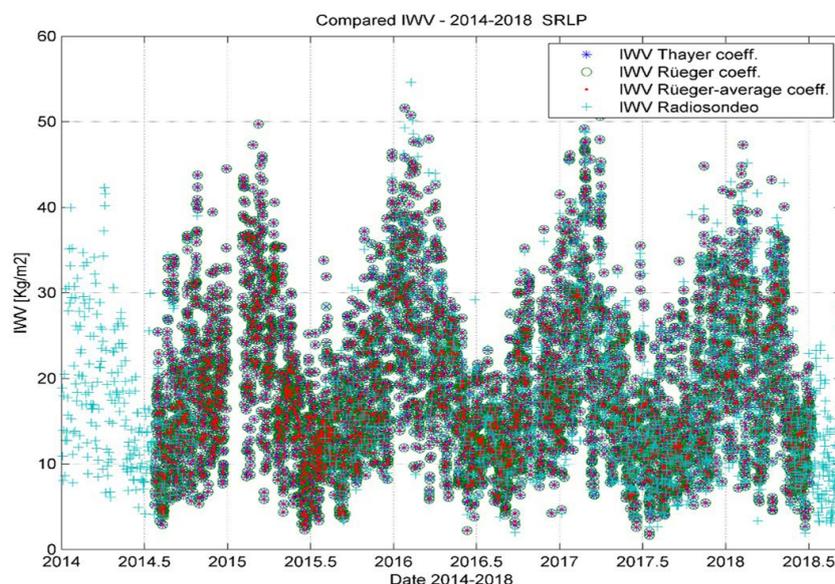


Figura 3. IWV calculados en estación GNSS SRLP (La Pampa, Santa Rosa), Radisondeo: SAZR.

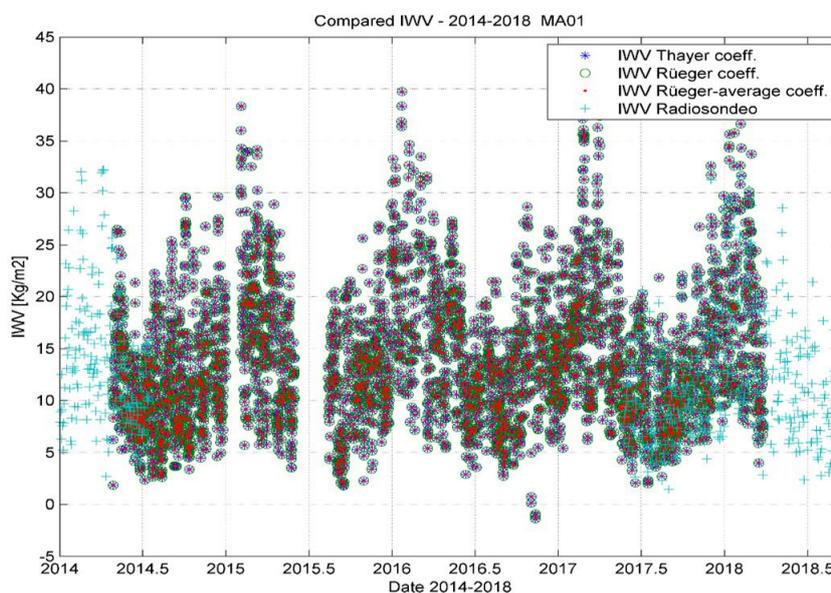


Figura 4. IWV calculados en estación GNSS MA01 (Neuquén), Radisondeo: SAZN.

**Resultados**

**Variabilidad de la Tm calculada desde los 3 modelos de Tm**

Las Figuras 5 a 8 muestran los valores de Tm correspondientes a dos de las estaciones de validación, MZAC (RS: SAME) y SRLP (RS: SAZR), a las 00 h y 12 h UTC.

En el total de las estaciones muestreadas se observa, como los cuatro grupos de coeficientes analizados representan la variabilidad estacional, tanto en horario diurno (12 h UTC) como nocturno (00 h UTC). Cuando no se dispuso de radiosondeo los valores de Tm no se graficaron.

Se observa en el periodo analizado, que en la estación de radiosondeo SAME (sitio GNSS MZAC) (Figura 5 y 6) no se dispuso de radiosondeos hasta el mes de junio del año 2015 en ambos horarios. Para el caso de la estación SAZR (sitio GNSS SRLP), se dispuso de radiosondeos a las 00 h desde el 2017 (Figura 7). Para el caso del lanzamiento a las 12 h no se pudo disponer de radiosondeos entre noviembre del 2014 y agosto de 2015 (Figura 8). En la estación SAZN (sitio GNSS MA01) no se dispuso de radiosondeos a las 00 h, hasta octubre del 2017 y no se dispuso de radiosondeos a las 12 h durante los años 2015 y 2016 (no mostrado). Todos estos faltantes de vapor de agua estimado desde radiosondeo, podrían cubrirse con el iwv calculado desde el ZTD en las correspondientes estaciones GNSS operativas.

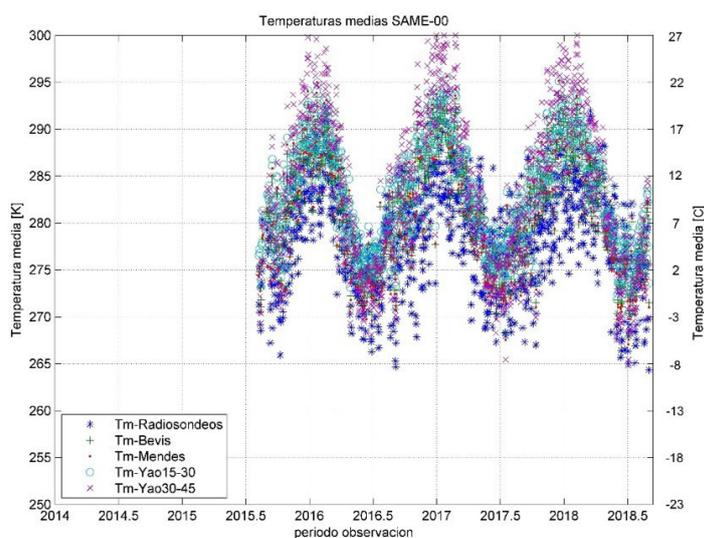


Figura 5: Tm calculadas desde los distintos modelos, estación MZAC (RS: SAME), 00 h UTC.

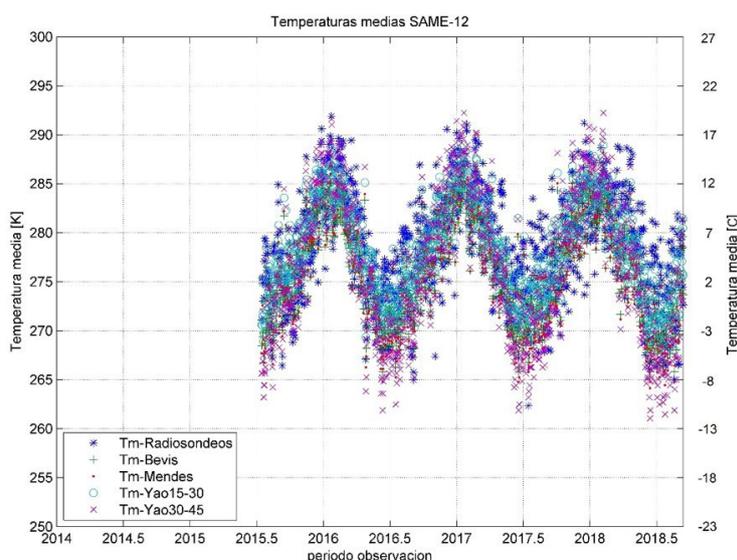


Figura 6: Tm calculadas desde los distintos modelos estación MZAC (RS: SAME), 12 h UTC.

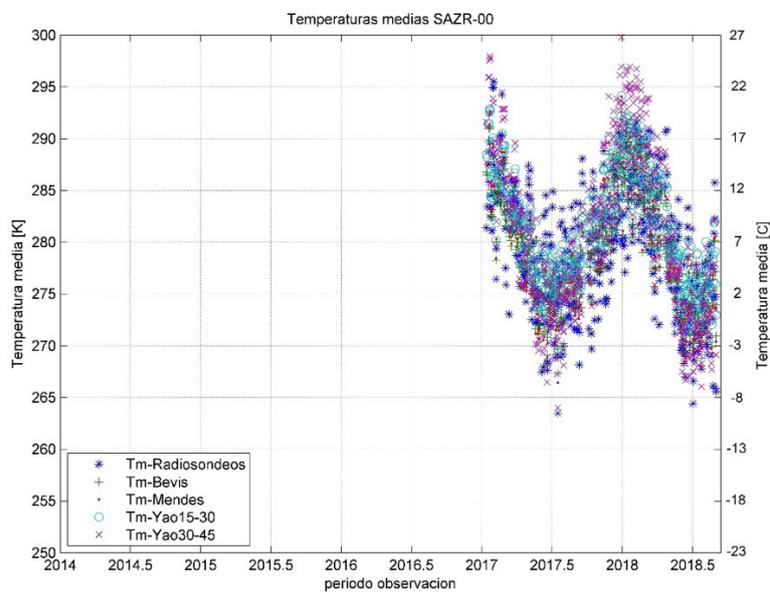


Figura 7. Tm calculadas desde los distintos modelos, estación SRLP (RS: SAZR), 00 h UTC.

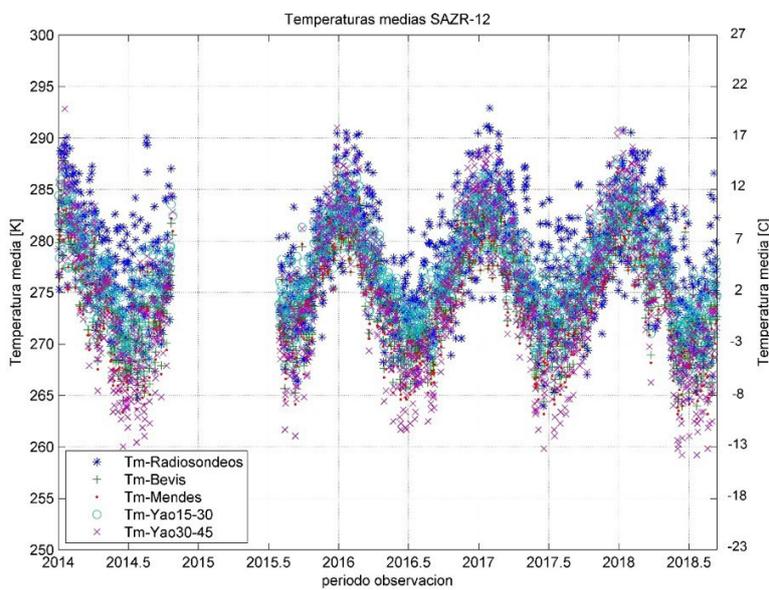


Figura 7. Tm calculadas desde los distintos modelos, estación SRLP (RS: SAZR), 00 h UTC.

**Validación de los modelos de Tm comparados**

Con los valores de Tm obtenidos se calcularon las diferencias con respecto a Tm obtenida de la integración de radiosondeos ( $Tm_{RS} - Tm_{Bevis}$ ,  $Tm_{RS} - Tm_{Mendes}$ ,  $Tm_{RS} - Tm_{Yao\ 15-30}$ ,  $Tm_{RS} - Tm_{Yao\ 30-45}$ ).

Para cada uno de los modelos se calculó el desvío estándar y la media (sesgo) de las diferencias respecto a las Tm calculadas con los perfiles de radiosondeo. Teniendo en cuenta que la Tm depende en gran medida del sitio, se calculó el desvío estándar y el sesgo medio para cada sitio (Figura 9), y se promediaron los índices estadísticos entre las tres estaciones. De igual manera se compararon las variables estadísticas con respecto a los dos horarios analizados (Figura 10).

Analizando el desvío estándar y rango (diferencias entre valores máximos y mínimos) de la muestra (tabla 4), tanto en el análisis por hora, como por estación, el modelo de Yao<sub>30\_45</sub> presenta la mayor dispersión. Si analizamos la media de las diferencias como indicador del sesgo, tanto en sus valores promedios por sitio y por horario, el modelo mencionado presenta en algunos casos sesgo positivo y en otros negativos. Por todo lo mencionado, se concluye que el modelo de Yao<sub>30\_45</sub> es el que menos representa la variabilidad de Tm comparado con los valores de Tm de radiosondeo. Por lo cual, no fue considerado en la segunda parte del análisis.

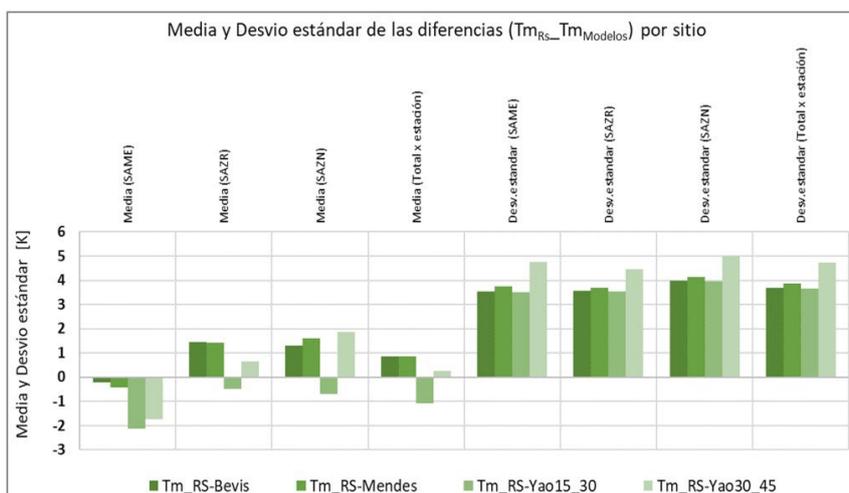


Figura 9. Comparación de los 4 modelos de Tm [K] con respecto a Tm de radiosondeo, por sitio (SAME, latitud: 32 ° S, SAZR, latitud: 36,5 ° S y SAZN, latitud: 36,7 ° S).

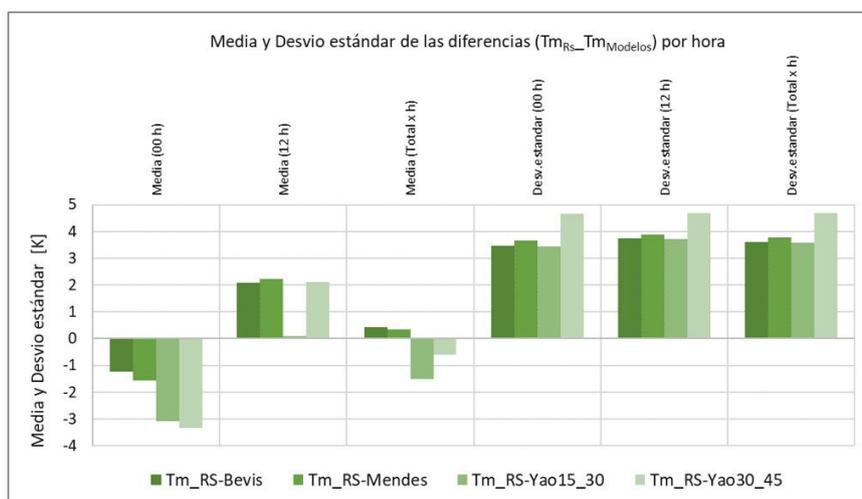


Figura 10. Comparación de los 4 modelos Tm [K], con respecto a Tm de radiosondeo, diurno (12 h), nocturno (00 h) y promedio.

**Tabla 4.** Rangos promedios del total de la muestra, por sitio y por horario para cada modelo analizado.

	Tm_RS-Bevis	Tm_RS-Mendes	Tm_RS-Yao15_30	Tm_RS-Yao30_45
Rango (Total x estación)	23,125	23,838	22,965	<b>27,670</b>
Rango (Total x h)	22,869	23,529	22,720	<b>27,039</b>
Rango (Total Gral)	22,996	23,697	22,838	<b>27,284</b>

En un segundo análisis se compararon los valores medios (promedios de las 3 estaciones, para los 2 horarios) de la «media» de las diferencias, como indicador del sesgo de la Tm calculada por cada uno de los modelos analizados con respecto a la Tm de radiosondeo y el «desvío estándar», como índice de dispersión (tabla 5).

**Tabla 5.** Estadísticos promedios de la comparación de los modelos Tm [K].

	Tm_RS-Bevis	Tm_RS-Mendes	Tm_RS-Yao15_30
Media (sesgo)	0,75	0,72	-1,18
Desv. estándar	3,64	3,80	3,62

Los modelos de Tm de Mendes y Bevis presentan los menores valores de media. Analizando el desvío estándar, los tres modelos resultaron muy similares, lo cual se observa con mayor detalle en las figuras 9 y 10. Si bien el modelo de Mendes presenta una dispersión mayor (0,2 K) que los otros dos modelos, tal diferencia no es significativa dada la precisión que se requiere en la Tm para el cálculo del iwv. Por todo lo mencionado podemos concluir que tanto el modelo de Mendes como el de Bevis pueden ser utilizados para calcular la Tm de la atmósfera representando la variabilidad espacial y temporal, en la región centro oeste de Argentina para el periodo de estudio (2014-2018).

**Validación de los 3 grupos de coeficientes de la refracción**

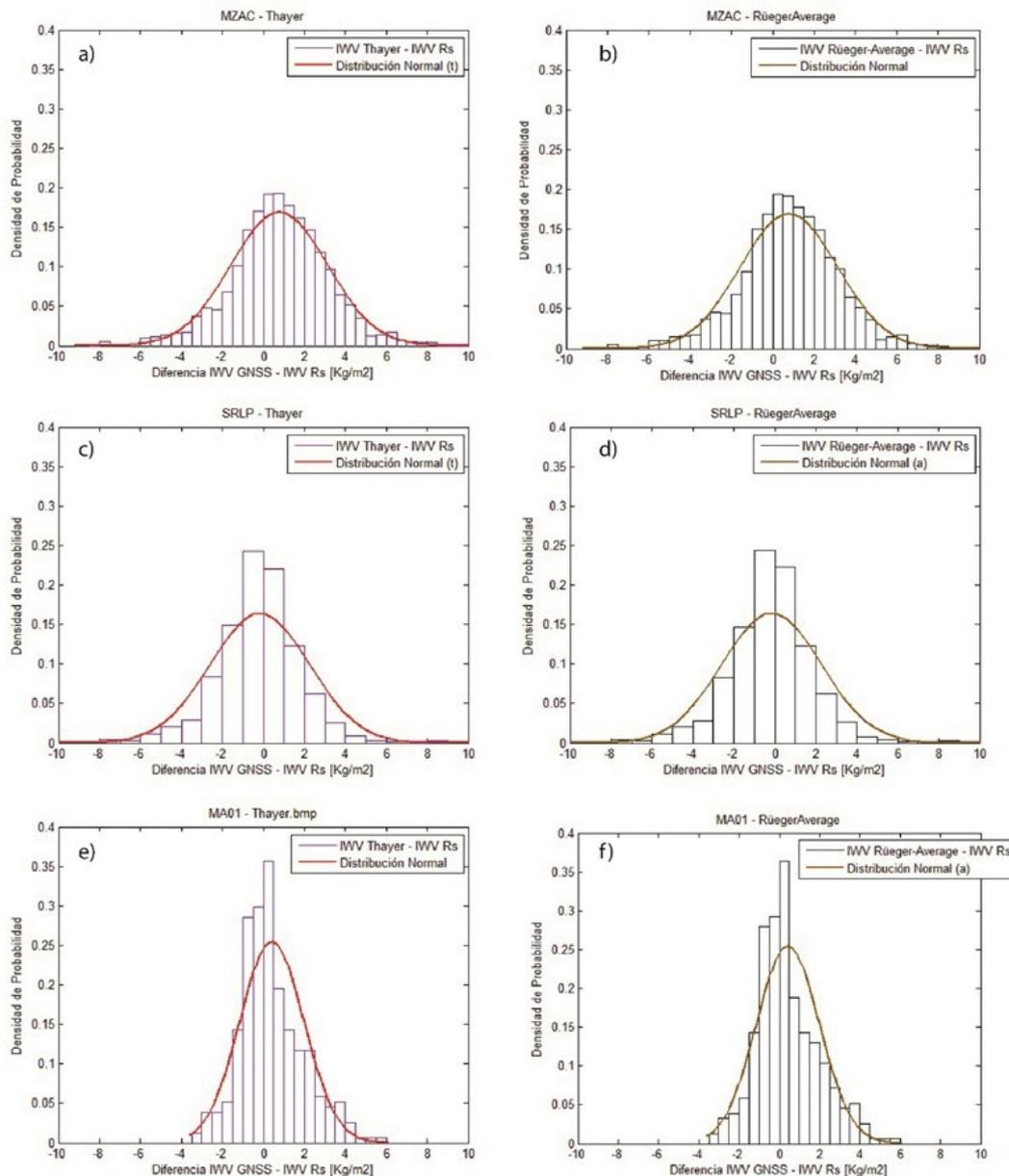
En los tres sitios de validación se calcularon las diferencias entre los iwv calculados desde el ZTD aplicando los 3 grupos de coeficientes y los iwv extraídos de los correspondientes radiosondeos ( $IWV_{GNSS} - IWV_{RS}$ ).

En primer lugar se calcularon los valores medios (sesgo) y el desvío estándar de las diferencias (Tabla 6).

**Tabla 6.** Índices estadísticos «media y desvío estándar» de las diferencias  $IWV_{GNSS_{ki}} - IWV_{RS}$ , por sitio.

Modelo (i) Estaciones	Media [kg/m2]			Desvío estándar [kg/m2]		
	Thayer	Rüeger best available	Rüeger best average	Thayer	Rüeger best available	Rüeger best average
MZAC (RS:SAME)	0,770	0,781	0,787	2,358	2,356	2,356
SRLP (RS:SAZR)	-0,179	-0,169	-0,163	2,425	2,425	2,425
MA01(RS:SAZN)	0,413	0,420	0,425	1,569	1,569	1,570
Promedio total	0,335	0,344	0,350	2,117	2,117	2,117

Se observa que el sesgo y la dispersión de las diferencias es característico del sitio, y no permite determinar diferencias entre los iwv calculados con los distintos grupos de coeficientes. Para poder evaluar la significancia de las diferencias entre los iwv calculados aplicando los distintos grupos de coeficientes, se realizaron pruebas estadísticas, de normalidad y de hipótesis.



**Figura 11.**  $IWV_{GNSS}$ (con coeficientes de Thayer) -  $IWV_{RS}$  [a] GNSS: MZAC-RS:SAME; c) GNSS: SRLP -RS:SAZR ; e) GNSS: MA01 -RS:SAZN].  $IWV_{GNSS}$  (con coeficientes de Rüeger «best average») -  $IWV_{RS}$  [b] GNSS: MZAC-RS:SAME; d) GNSS: SRLP -RS:SAZR ; f) GNSS: MA01 -RS:SAZN].

En la figura 11 se pueden observar los histogramas de las diferencias en los 3 sitios, aplicando los coeficientes de Thayer (Figura 11, a, c y e), y aplicando los coeficientes de Rüeger «best average» (Figura 11, b, d y f). La distribución de error aplicando los coeficientes de Rüeger «best available» dio muy similar al anterior (no se muestra). Si bien de la observación de los histogramas se percibe una distribución normal, la significancia de las pruebas de normalidad aplicadas (Kolmogorov-Smirnov y Shapiro-Wilk) en cada sitio, indicaron que las muestras no presentan distribución normal, por lo cual se realizaron pruebas de hipótesis «No paramétricas».

Se aplicó la prueba «no paramétrica ANOVA de una vía de Kruskal-Wallis», por tratarse de 3 variables a comparar. La prueba estadística se aplicó por separado para cada estación, en todos los casos se consideró un  $\alpha=0,05$  (95% de confiabilidad). En la tabla 7 se detallan las significancias encontradas en cada sitio.

**Tabla 7.** Significaciones asintóticas ANOVA, de Kruskal-Wallis, variables dependientes «dif(IWV<sub>GNSS\_k</sub>-IWV<sub>RS</sub>) [kg/m<sup>2</sup>]»,  $\alpha=0,05$ .

Estación	Significaciones asintóticas prueba ANOVA de una vía de Kruskal-Wallis
MA01_SAZN	0,992
MZAC_SAME	0,970
SRLP_SAZR	0,959

En todos los casos la significancia (p valor) resultó mayor que 0,05 por lo cual se aceptó la hipótesis nula planteada: «no existen diferencias significativas entre las medias de las variables de los 3 grupos muestreados (diferencias entre los iwv calculados por cada uno de los 3 grupos de coeficientes y el iwv de radiosondeo)».

### Discusión y conclusiones

Como se ha expresado a lo largo del trabajo, conocer la variación espacial y temporal del contenido de vapor de agua en la atmósfera es de significativa importancia para estudios del clima tanto globalmente como regionalmente y puede resultar un considerable aporte a los modelos numéricos del tiempo. Sin embargo, la medición tradicional, de esta variable atmosférica es muy compleja y requiere de instrumentos de medición muy costosos, como es el caso de las radiosondas. Como consecuencia de esto, se identifican como limitantes: la insuficiente distribución de estaciones en el territorio argentino y el significativo faltante (54 %, promedio entre diurno y nocturno, para 5 años en 3 de 5 estaciones de radiosondas de Argentina analizadas) que se produce, cuando por diferentes motivos no se pueden realizar tales mediciones.

Se ha presentado como metodología alternativa, el cálculo del iwv desde los retardos cenitales en la señal GNSS de las estaciones continuas (Askne y Nordius, 1987).

En Calori *et al.* (2016) se aplica la metodología de cálculo descrita en el estudio de tormentas severas en los Andes Centrales Argentinos, utilizando el modelo de Mendes (1999) para el cálculo de la temperatura media y los coeficientes de refracción según Thayer (1974). Camisay *et al.* (2020) muestran un muy buen acuerdo entre los valores de iwv obtenidos desde los retardos cenitales troposféricos de estaciones GNSS y los correspondientes de radiosondeos en la región de estudio. En dicho trabajo se aplicó también el modelo de Mendes para calcular Tm y los coeficientes «best average» según Rüeiger (2002).

Basados en los antecedentes, se decidió realizar en este trabajo un análisis tanto de los modelos de cálculo de Tm, como de los coeficientes de la refracción a aplicar en el factor de proporcionalidad  $\Pi$ , que según Askne y Nordius (1987) permiten calcular el iwv desde el zwd. Considerando como referencia las variables tanto de iwv como de Tm, de las estaciones de radiosondeo. Se han evaluado 3 modelos de Tm (uno de ellos en dos aplicaciones) y 3 grupos de coeficientes de la refracción, en la región centro oeste de Argentina.

En lo que respecta al modelo de cálculo de la Tm, se concluye de la serie analizada (abril de 2014 a Junio de 2018) en tres sitios de estudio, que tanto el modelo denominado UNB98Tm1 desarrollado por Mendes (1999) como el modelo BTm desarrollado por Bevis *et al.* (1992) son los que mejor representan la variabilidad espacio-temporal de la temperatura media de la columna atmosférica en la región, confirmando los resultados obtenidos por Mackern *et al.* (2020), donde se compararon 10 sitios distribuidos a diferentes latitudes en América Latina.

En cuanto al análisis de los coeficientes de refracción, fueron analizados 3 modelos diferentes: Thayer (1974), Rüeiger «best average» y Rüeiger «best available» (Rüeiger, 2002). Del análisis de las medias y desvío estándar, de sus diferencias con respecto al iwv de radiosondeo, se observa un muy buen acuerdo entre los 3 grupos. Las diferencias encontradas, en los tres modelos resultan despreciables frente a la precisión en el cálculo del iwv (2 Kg/m<sup>2</sup>) que ofrece esta técnica indirecta (van Malderen *et al.*, 2014).

De los resultados de pruebas estadísticas de comparación de medias se concluyó con el 95% de confianza, que los valores calculados de iwv, con los 3 distintos grupos de coeficientes son homogéneos y representan la variabilidad temporal del iwv, considerando como referencia el iwv desde radiosondeos.

Se concluye que si bien Rüeiger, (2002) recomienda no usar los coeficientes de la refracción de Thayer, se ratifican los resultados de Fernández *et al.*, (2010) y Calori *et al.*, (2015), que mediante el uso de los mismos en la fórmula de Askne y Nordius

## Artículo completo

## Ciencias Ambientales, Agroindustrias y de la Tierra

(1987) han obtenido precisiones en el IWV desde los retardos húmedos en la señal GNSS en diferentes regiones de Argentina, similares a las logradas en estudios de América del Norte (Bevis *et al.*, 1992). Resultados muy similares se obtienen utilizando los coeficientes sugeridos por Rüeger, (2002).

Dado el acuerdo promedio que se ha encontrado en los tres sitios de validación se concluye que el IWV puede calcularse desde los retardos de la señal GNSS en las estaciones continuas de la región, con un sesgo promedio de 0,343 kg/m<sup>2</sup> y un desvío estándar medio de 2,117 kg/m<sup>2</sup> (Tabla 6). Estos resultados se encuentran dentro de los rangos de precisión publicados en estudio previos (Kuo *et al.*, 1993, Rocken *et al.*, 1993, Tregoning *et al.* 1998, Calori *et al.*, 2016, Mackern *et al.*, 2020) validados con radiómetros de vapor de agua, radiosondeos y productos finales del IGS.

Se verifica la metodología propuesta tanto en Calori *et al.*, (2016) como en Camisay *et al.*, (2020), resultando que en ambas se garantiza el cálculo de vapor de agua con la precisión mencionada. Ambos modelos han sido analizados en este trabajo para el cálculo de las variables necesarias, temperatura media y coeficientes de refracción, en las estaciones de la región CWA.

Como conclusión final de este trabajo, se destaca que es posible utilizar las 8 estaciones GNSS de la región como estaciones de monitoreo de IWV, implementando el modelo de cálculo detallado aplicando Askne y Nordius (1987) con Tm por Mendes (1999) o Bevis (1992) y los coeficientes (K<sub>1</sub>, K<sub>2</sub> y K<sub>3</sub>) por Thayer (1974) o por Rüeger (2002). Este procedimiento permitirá aumentar significativamente el muestreo de la variable IWV con intervalos de 1 hora (intervalo de los ZTD estimados desde el procesamiento de observaciones GNSS), complementando los únicos dos valores diarios (00 y 12 h UTC) que se obtiene tradicionalmente en sólo tres estaciones de radiosondeo, de la región.

Por último, cabe mencionar que esta metodología es extrapolable a todo el territorio argentino, pudiendo ampliar la cantidad de sitios de monitoreo de IWV, desde 5 estaciones de radiosondeo (7 según el periodo), a aproximadamente 40 estaciones GNSS argentinas incorporadas en el procesamiento de la red continental SIRGAS-CON. Las cuales son procesadas actualmente y cuentan con sus correspondientes series temporales de ZTD, para 5 años (2014-2019), ya calculadas y validadas (Mackern *et al.*, 2020).

#### Agradecimientos

Los autores agradecen la tarea silenciosa de los responsables de las estaciones GNSS, los centros de datos y los centros de análisis SIRGAS (CHL, DGF, ECU, IBG, IGA, LUZ, URY y UNA), sin los cuales esta investigación no hubiera sido posible.

Los datos de ERAinterim utilizados fueron proporcionados por ECMWF. Los datos de radiosonda fueron proporcionados por Wyoming Weather Web, Universidad de Wyoming.

## Bibliografía

- Askne, J. and Nordius, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Sci.*, 22, 379-386, <https://doi.org/10.1029/RS022i003p00379>
- Barindelli, S., Realini, E., Venuti, G., Fermi, A., Gatti, A., (2018). Detection of water vapor time variations associated with heavy rain in northern Italy by geodetic and low-cost GNSS receivers. *Earth Planets Space* 70, 28. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0795-7>.
- Berrisford, P, Dee, DP, Poli, P, Brugge, R, Fielding, M, Fuentes, M, Källberg, PW, Kobayashi, S, Uppala, S, Simmons, A, (2011). «The ERA-Interim archive Version 2.0». *ERA Report*. Shinfield Park, Reading, 11/2011
- Bevis M, Businger S, Herring TA, Rocken C, Anthes RA, Ware RH (1992). GPS meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J Geophys Res* 97(D14):15787-15801
- Bianchi, C.E., Mendoza, L.P.O., Fernández, L.I., Natali, M.P., Meza, A.M., Moirano, J.F., (2016). Multi-year GNSS monitoring of atmospheric IWV over Central and South America for climate studies. *Ann. Geophys.* 34, 623-639.
- Bock, O. and Parracho, A.C (2019). Consistency and representativeness of integrated water vapour from ground-based GPS observations and ERA-Interim reanalysis. *Atmos. Chem. Phys.* 2019, 19, 9453-9468.
- Bonafoni, S., Mazzoni, A., Cimini, D., Montoponi, M., Pierdicca, N., Basili, P., Ciotti, P., Carlesimo, G., (2013). «Assessment of water vapor retrievals from a GPS receiver network», *GPS Solutions*, vol. 17, n. 4, pp. 475-484, 2013.
- Brunini, C., Sánchez, L., Drewes, H., Costa, S., Mackern, V., Martínez, W., Seemuller, W., da Silva, A., (2012). Improved Analysis Strategy and Accessibility of the SIRGAS Reference Frame, in: Kenyon S., Pacino M., Marti U. (Eds), *Geodesy for Planet Earth. International Association of Geodesy Symposia*, vol 136. Springer, Berlin, Germany, pp. 3-10.
- Bruyninx, C., Legrand, J., Fabian, A. et al. GNSS metadata and data validation in the EUREF Permanent Network. *GPS Solut* 23, 106 (2019). <https://doi.org/10.1007/s10291-019-0880-9>
- Calori, A.V., Colosimo G., Crespi, M., Mackern, M.V., (2015). Comparison of different techniques for retrieving the ZWD over South America and surrounding oceans. *International Association of Geodesy Symposia* vol. 142
- Calori, A., Santos, J.R., Blanco, M., Pessano, H., Llamado, P., Alexander, P., de la Torre, A., (2016). Ground-based GNSS network and integrated water vapor mapping during the development of severe storms at the Cuyo region (Argentina). *Atmos. Res.* 176-177, 267-275.
- Camisay, M.F., J.A. Rivera, M.L. Mateo, P.V. Morichetti, M.V. Mackern, (2020). Estimation of integrated water vapor derived from Global Navigation Satellite System observations over Central-Western Argentina (2015-2018). Validation and usefulness for the understanding of regional precipitation events. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 197, 2020, 105143, ISSN 1364-6826, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.105143>.
- Cioce V., Martínez W., Mackern M.V., Pérez R., De Freitas, S., (2018). SIRGAS: Reference frame in Latin America. *Coordinates*, Vol. XIV, Issue 6, 6-10, June 2018. ISSN 0973-2136.
- Davis, J.L., Herring, T.A., Shapiro, I., Rogers, A.E., Elgeded, G., (1985). Geodesy by Interferometry: Effects of Atmospheric Modeling Errors on Estimates of Base Line Length. *Radio Sci.*, vol. 20, 1593-1607
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., et al., (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 553-597. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.828>.
- Dessler, A. E., and S. M. Davis (2010). Trends in tropospheric humidity from reanalysis systems, *J. Geophys. Res.*, 115, D19127, doi:10.1029/2010JD014192
- Fernández, L.I., Salio, P., Natali, M.P., Meza, A.M., (2010). Estimation of precipitable water vapour from GPS measurements in Argentina: Validation and qualitative analysis of results. *Advances in Space Research* 46, 879-894
- Fujita, M., Sato, T., (2017). Observed behaviours of precipitable water vapour and precipitation intensity in response to upper air profiles estimated from surface air temperature. *Nat. Sci. Rep.* 7, 4233. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04443-9>.
- Guerova, G., Jones, J., Douša, J., Dick, G., de Haan, S., Pottiaux, E., Bock, O., Pacione, R., Elgered, G., Vedel, H., and Bender, M. (2016). Review of the state of the art and future prospects of the ground-based GNSS meteorology in Europe, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 5385-5406, <https://doi.org/10.5194/amt-9-5385-2016>.
- Guerova, G., Slavchev, M., Mitzeva, R., Dimitrova, T., Simeonov, T., (2013). *Use of GNSS water vapour for severe weather studies in Bulgaria: hail and heavy rain in 2012*. In: European Conference on Severe Storms 2015, m14-18 September 2015, Wiener Neustadt, Austria. ECSS2015-E2039-1.
- Herring TA (1992). *Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data*. In: DeMunk JC, Spoelstra TA (ed) *Modelling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data*, in symposium on refraction of transatmospheric signals in geodesy, Netherlands Geodesy Commis. Ser. 36, edited by J. C. DeMunk and T. A. Spoelstra. Ned. Comm. Voor Geod., Delft, pp 157-164
- Jarlemark, O. J. (1994). Studies of Wet Delay Algorithms for Three European Sites Utilising New Attenuation Models. *Research Report No. 171*, Chalmers Tekniska Högskola, Göteborg, Sweden.
- Kuo, Y.-H., Guo, Y.-R., and Westwater, E. R. Assimilation of Precipitable Water Measurements into a Mesoscale Numerical Model, *Mon. Weather. Rev.*, 121, 1215-1238, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<1215:CO;2>1993.
- Mackern M.V, Mateo, M.L., Camisay, M.F. and Morichetti, P.V., *Tropospheric Products from High-Level GNSS processing in Latin America*. International Association of Geodesy Symposia, [https://doi.org/10.1007/1345\\_2020\\_119](https://doi.org/10.1007/1345_2020_119), (2020)
- McMurdie, L.A., Katsaros, K.B., (1996). Satellite-derived integrated water vapor and rain intensity patterns: indicators for rapid cyclogenesis. *Weather Forecast.* 11, 230-245

## Artículo completo

## Ciencias Ambientales, Agroindustrias y de la Tierra

- Mendes, V.B. (1999). *Modeling the Neutral-Atmosphere Propagation Delay in Radiometric Space Techniques*, (Ph.D. dissertation). Department of Geodesy and Geomatics Engineering Technical Report No 199, Univ. of New Brunswick, Canada
- Mieruch, S., M. Schröder, S. Noël, and J. Schulz (2014)., Comparison of decadal global water vapor changes derived from independent satellite time series, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 12,489-12,499, doi:10.1002/2014JD021588
- Pacione R, Araszkiwicz A, Brockmann E, Dousa J (2017). EPN-Repro2: a reference GNSS tropospheric data set over Europe. *Atmos Meas Tech* 10:1689-1705. <https://doi.org/10.5194/amt-10-1689-2017>
- Rocken, C., Ware, R., Van Hove, T., Solheim, F., Alber, C., Johnson, J., Bevis, M., and Businger, S. Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2631-2634, doi:10.1029/93GL02935, 1993.
- Rüeiger, J.M. (2002). *Refractive index formula for radio waves*, Proc. xxii FIG Int. Congr., April 19-26, 2002, Web. [http://www.fig.net/resources/proceedings/fig\\_proceedings/fig\\_2002/Js28/JS28\\_rueiger.pdf](http://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig_2002/Js28/JS28_rueiger.pdf)
- Sánchez, L., Drewes, H., Brunini, C., Mackern, M.V., Martínez-Díaz, W., (2015). SIRGAS core network stability, in: Rizos C., Willis P. (Eds), IAG 150 Years. *International Association of Geodesy Symposia*, vol. 143. Springer, Cham, Switzerland, pp. 183-191.
- Smith, B.L., Yuter, S.E., Neiman, P.J., Kingsmill, D.E., (2010). Water vapor fluxes and orographic precipitation over northern California associated with a landfalling atmospheric river. *Mon. Weather Rev.* 138, 74-100.
- Thayer, G. D. (1974). An Improved Equation for the Radio Refractive Index of Air. *Radio Science*, 9(10): 803-807
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D., Hendy, M., (1998). Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *J. Geophys. Res.* 103. doi:10.1029/98JD02516.
- Trenberth, K.E., Fasullo, J., Smith, L., (2005). Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor. *Clim. Dyn.* 24, 741-758.
- Van Baelen J., Aubagnac J.P., Dabas, A., (2005). Comparison of Near-Real Time Estimates of Integrated Water Vapor Derived with GPS, Radiosondes, and Microwave Radiometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 201-210
- Van Malderen, R., Brenot, H., Pottiaux, E., Beirle, S., Hermans, C., De Mazière, M., Wagner, T., De Backer, H., and Bruyninx, C. A multi-site intercomparison of integrated water vapour observations for climate change analysis, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 2487-2512, <https://doi.org/10.5194/amt-7-2487-2014>, 2014.
- Wang, S.; Xu, T.; Nie, W.; Jiang, C.; Yang, Y.; Fang, Z.; Li, M.; Zhang, Z (2020). Evaluation of Precipitable Water Vapor from Five Reanalysis Products with Ground-Based GNSS Observations. *Remote Sens.* 2020, 12, 1817.
- Yao, Y., Zhang, B., Xu, C., Chen, J., (2014). Analysis of the global Tm-Ts correlation and establishment of the latitude-related linear model. *Chin. Sci. Bull.* 59 (19), 2340-2347.