

Desarrollo de un modelo de corrección de la influencia del vapor de agua troposférico en el procesamiento DInSAR con el aporte de GNSS y ERA5

Development of an atmospheric correction model for DInSAR with the contribution of GNSS and ERA5

Patricia Alejandra Rosell¹
María Virginia Mackern Oberti²
Pablo Andrés Euillades³

Recibido 11 de noviembre de 2024; aceptado 14 de marzo de 2025

RESUMEN

El presente trabajo analiza la influencia del vapor de agua troposférico en una de las más novedosas técnicas de monitoreo de deformaciones corticales: la Interferometría Diferencial de Imágenes de Radar de Apertura Sintética (DInSAR). Mediante los retardos troposféricos (ZTD) que sufren las señales electromagnéticas de GNSS y su transformación a valores de vapor de agua integrado (IWW) se analiza el potencial de los productos troposféricos de la red SIRGAS para análisis climatológicos, así como a la generación de correcciones atmosféricas para DInSAR. Los datos de IWW se utilizaron para generar

¹ Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ingeniería y Enología, Universidad Juan Agustín Maza, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. Correo electrónico: patricia.rosell@ingenieria.uncuyo.edu.ar.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2630-8209>

² Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo. Facultad de Ingeniería y Enología, Universidad Juan Agustín Maza, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. Correo electrónico: vmackern@mendoza-conicet.gob.ar.
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-9029-277X>

³ Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Argentina. Correo electrónico: pablo.euillades@ingenieria.uncuyo.edu.ar. <https://orcid.org/0000-0003-3168-1905>

parámetros estadísticos representativos de las regiones que abarca la red entre el periodo 2014-2022. Mediante el modelo de descomposición troposférico iterativo (ITD) se generaron mapas de alta resolución de ZTD y se propuso una metodología para su cálculo utilizando el modelo atmosférico ERA5. Estos últimos mapas fueron validados con los ZTD calculados desde SIRGAS mostrando diferencias menores al centímetro. Las correcciones obtenidas fueron evaluadas en un área de precordillera de Argentina, mostrando notable disminución de la componente atmosférica presente en las series de deformación DInSAR calculadas. Este trabajo muestra los resultados de la primera aplicación de productos SIRGAS en interferometría diferencial, lo cual resulta novedoso para la comunidad geodésica de la región.

Palabras clave: *Radar de Apertura Sintética (DInSAR), SIRGAS, Retardos troposféricos (ZTD) Valores de Vapor de Agua Integrado (IWW), ERA5.*

ABSTRACT

This paper analyses the influence of tropospheric water vapour on one of the most innovative techniques for monitoring cortical deformations: Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar (DInSAR). Through the tropospheric delays (ZTD) of the GNSS electromagnetic signals and their transformation to integrated water vapour values (IWW), we analysed the potential of the tropospheric products of the SIRGAS network for climatological studies, as well as for the generation of atmospheric corrections. The IWW data were used to generate representative statistical parameters for the regions covered by the network between 2014-2022. Using the Iterative Tropospheric Decomposition (ITD), high-resolution ZTD maps were generated and a methodology for their calculation was proposed using the ERA5 atmospheric model. Those maps were validated with the ZTDs derived from SIRGAS with differences of less than one centimetre. The calculated corrections were evaluated in a pre-cordillera region of Argentina, exhibiting noticeable decreases in the atmospheric component present in the time series obtained with DInSAR. This work shows the results of the first application of SIRGAS products in interferometry, which is novel for the geodetic community in the region.

Key words: *Synthetic Aperture Radar (DInSAR), SIRGAS, Tropospheric Delays (ZTD), Integrated Water Vapour Values (IWW), ERA5.*

1. 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. Los cambios de fase, la condensación y la evaporación, involucran a los intercambios de

energía de calor latente, que afectan a la estabilidad vertical de la atmósfera, a la estructura, a la evolución de sistemas de tormenta, y el balance energético del sistema climático mundial (Chahine, 1992). A lo largo del tiempo se ha intentado caracterizar la distribución del vapor de agua en la atmósfera a través de distintas técnicas:

1. Radiosondas: constan de un instrumento de medición que es lanzado a la atmósfera por medio de un globo de helio o por pequeños cohetes. Durante su trayectoria, cuya duración es entre una y dos horas, estos instrumentos envían la información a estaciones terrestres, las cuales procesan la información y obtienen la distribución vertical (perfil) de variables como presión, temperatura y humedad (Durre *et al.*, 2006). Los lanzamientos de estos instrumentos se realizan generalmente dos veces al día (00 y 12 UTC) en sitios específicos, como, por ejemplo, aeropuertos internacionales o estratégicos (Bevis *et al.*, 1992). Este método tiene la desventaja de una baja resolución espacial y temporal.
2. Radiómetros: son instrumentos que utilizan las microondas para poder medir diferentes variables meteorológicas. Ellos pueden ser del tipo terrestre o satelital. Los terrestres, son instalados en un sitio y permiten determinar un perfil de vapor de agua, a lo largo de una franja angosta en el ángulo de visión del instrumento bajo cualquier condición climática (excepto lluvias fuertes) y lumínica (día/noche) (Bleisch *et al.*, 2011). La resolución espacial presenta una desventaja similar a las radiosondas, ya que la instalación de estos instrumentos es limitada debido a su alto costo (Pérez-Ramírez *c.*, 2014). Sin embargo, poseen la ventaja de que la medición se realiza en forma continua con alta resolución temporal (tres a cinco minutos) (Straub *et al.*, 2010; Wei *et al.*, 2021). Por otro lado, los radiómetros satelitales se encuentran orbitando la Tierra y adquieren imágenes cada uno o dos días. Las limitaciones de estas imágenes se basan principalmente en el ángulo de incidencia del Sol y la cobertura de nubes, ya que estas tienen la capacidad de absorber el vapor de agua (Erasmus & van Rooyen, 2001, Gao & Kaufman, 1998, Lukose & Dutta, 2020).
3. Extracción del vapor de agua precipitable (IWV) a partir de los retardos cenitales troposféricos (ZTD) de la señal GNSS (*Global Navigation Satellite System*) (Bevis *et al.*, 1992; Calori *et al.*, 2015; Davis *et al.*, 1985). Esta alternativa tiene la ventaja de permitir realizar mediciones continuas a lo largo de una amplia red de estaciones de observación distribuidas en todo el planeta (principalmente sobre territorio continental). Sin embargo, cada estación representa un único punto, con lo cual la resolución espacial es limitada.

En lo que respecta a las técnicas satelitales de observación de la Tierra, el vapor de agua genera diversas interacciones que alteran la información captada por los sensores. Este es el caso de la técnica de Interferometría Diferencial de Imágenes de Radar de Apertura Sintética (en inglés: *Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar* —DInSAR) la cual permite el estudio de la dinámica terrestre, generada por fenómenos de deformación superficial causado por eventos telúricos o volcánicos, extracción o inyección de líquidos (agua/

petróleo), deslizamientos, entre otros (Acosta *et al.*, 2021; Albano *et al.*, 2018; Boixart *et al.*, 2020; Cigna *et al.*, 2014; Euillades *et al.*, 2018; Hooper *et al.*, 2012; Roa *et al.*, 2021) con una precisión en el orden de unos pocos centímetros al año (Massonnet & Feigl, 1998).

Uno de los errores que afectan esta técnica son los provocados por la interacción de la señal satelital con el vapor de agua. Cuando la señal atraviesa masas de IWV, la velocidad de propagación disminuye generando que la señal requiera más tiempo para llegar al objetivo y, por lo tanto, se generan inconsistencias en el cálculo de la distancia satélite-terreno. La influencia atmosférica en los productos interferométricos (denominados interferogramas) es muy variable: mientras que algunos pueden no tener ningún tipo de contribución, o ser mínima, en otros la carga atmosférica será considerable (Hanssen, 2001). Adicionalmente, si el terreno presentara deformación, es posible que la magnitud de los efectos atmosféricos sea mayor a esta, pudiendo enmascararla en su totalidad.

El problema que se plantea resolver en este trabajo está relacionado directamente con la influencia que genera el vapor de agua cuando se aplica la técnica DInSAR sobre un área de estudio. Para ello, se buscó aplicar y desarrollar métodos que, mediante el análisis del comportamiento del IWV y ZTD en una zona, permitan generar correcciones atmosféricas posibles de ser aplicadas a la mencionada técnica. Para ello, se utilizaron los productos troposféricos de la red geodésica de alta precisión SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas) y se los analizó en la provincia argentina de San Juan en donde se generó una serie temporal de deformación mediante técnicas de interferometría diferencial SAR.

Este trabajo se encuentra ordenado de la siguiente manera: la sección dos contiene la descripción de los datos utilizados, así como el área de interés seleccionada. Se describe, además, el procesamiento interferométrico realizado y el cálculo de mapas de alta resolución. La sección tres presenta los resultados en función de los análisis de IWV realizados, así como el ZTD utilizado como corrección atmosférica. El trabajo finaliza presentando las conclusiones en la sección cuatro.

2. Datos y metodología

2.1 Productos troposféricos de SIRGAS

Como el retardo que sufren las señales electromagnéticas (ZTD) depende del contenido de vapor de agua de la atmósfera (IWV), existe una relación posible de ser calculada entre ambas variables. Bevis *et al.* (1992), propuso un método que permite obtener vapor de agua en base a los retardos de la señal si se conoce la presión atmosférica y temperatura del sitio (Askne & Nordius, 1987). El Centro de Ingeniería Mendoza Argentina (CIMA), calcula ZTD e IWV desde el 2014 para todas las estaciones que forman parte de la red SIRGAS (Camisay *et al.*, 2020a y 2020b; Mackern *et al.*, 2021). Los datos calculados han permitido

la generación de series temporales tanto de ZTD como de IWV, las cuales fueron utilizadas para este trabajo. La determinación ZTD surge por la necesidad de lograr alta precisión en el cálculo de coordenadas geodésicas y se lo puede considerar como la suma de dos componentes, relacionados directamente con el aire seco y con el vapor de agua (Zebker *et al.*, 1997), denominadas ZHD (componente hidrostática) y ZWD (componente húmeda) respectivamente (Ecuación 1).

$$ZTD = ZHD + ZWD \tag{1}$$

Mientras que la componente hidrostática depende de las condiciones de los gases secos de la atmósfera, la componente húmeda depende del vapor de agua y es la más difícil de modelar. La componente hidrostática puede determinarse en función de la altura y latitud, así como de la presión atmosférica del punto de observación (Ecuación 2) según Davis *et al.* (1985).

$$ZHD = 0.002276738 \cdot \frac{P_{antena}}{1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.28 \cdot 10^{-6} h_{GNSS}} \tag{2}$$

Donde la altura se utiliza en metros y la presión en *hPa*. Cabe mencionar que la presión es un valor que suele expresarse a un determinado nivel de referencia (usualmente el nivel del mar), pero para este fin debe estar referida al nivel de la antena receptora GNSS (Ecuación 3). Como la presión disminuye a medida que aumenta la altura, se debe incorporar una función de ajuste que permita determinar el valor de la presión a la altura de interés (Berg, 1948).

$$P_{antena} = P_{ref} (1 - 0.0000226 \cdot (h_{antena} - h_{ref}))^{5.225} \tag{3}$$

El paso final para la obtención del IWV requiere del cálculo de dos elementos: ZWD y una constante (ratio). El ZWD se obtiene por diferencia entre el ZTD y el ZHD (Ecuación 4), mientras que el ratio se calcula en función de la temperatura media de la atmósfera (Ecuación 6). Finalmente, el valor de vapor de agua se determina mediante la multiplicación de ambos elementos (Ecuación 5) y quedará expresado en unidades de presión, *kg/m²*.

$$ZWD = ZTD - ZHD \tag{4}$$

$$IWV = \Pi \cdot ZWD \tag{5}$$

En Ecuación 6, el ratio Π se puede obtener siguiendo las expresiones de Askne y Nordius (1986), modificada con los coeficientes de refracción de Rüeiger (2002) y validados para América del Sur y Caribe de acuerdo a Mackern *et al.* (2021).

$$\Pi = \frac{10^5}{\left(22.9744 + \frac{375463}{T_m}\right) 0.4614991785} \tag{6}$$

Donde la temperatura media (T_m) puede obtenerse mediante la expresión (Ecuación 7) de Mendes & Langley (2000).

$$T_m = 50.4 + 0.789T_s \quad (7)$$

De esta manera, es posible obtener valores de vapor de agua a partir de los retardos de la señal GNSS, incrementando la cantidad de datos obtenidos en comparación con las técnicas tradicionales. Si bien esto dependerá de la densificación de cada red GNSS, al año 2024, SIRGAS presenta más de 450 estaciones repartidas en todo el continente americano. Sin embargo, hay zonas donde aún no se cuenta con estaciones, o con muy baja densificación, por lo que es necesario disponer de un método alternativo para la estimación de ZTD, si se pretende generar correcciones atmosféricas en DInSAR.

2.2 Cálculo de ZTD desde modelos atmosféricos

En interferometría diferencial, las correcciones se determinan como la proyección en el ángulo de vista del satélite SAR (LOS) de los retardos que sufre la señal de radar, la cual es de la misma naturaleza que la GNSS. Por este motivo, las correcciones atmosféricas se calculan como función del ZTD. Sin embargo, estos valores no son generados por los centros de procesamiento de los modelos atmosféricos por lo que este trabajo propone su cálculo mediante el proceso inverso al utilizado para el cálculo de IWV en base a ZTD. Para esta metodología de cálculo se utilizó el modelo ERA5 el cual es uno de los más difundidos y accesibles, generado y distribuido por el ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Este modelo brinda estimaciones horarias de un gran número de variables atmosféricas, de suelo y oceánicas. Los datos cubren la superficie terrestre con una grilla de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ de resolución y en 137 niveles de altura atmosférica. Los datos cubren un gran periodo de tiempo, ya que se cuenta con datos desde 1979. Los modelos meteorológicos de reanálisis se publican cada tres meses mientras que los datos preliminares de procesamiento se pueden obtener con cinco días de demora (Hersbach *et al.*, 2018a).

Para el cálculo de ZTD, se utilizó valores de temperatura, obtenida en grados Kelvin [K] y presión atmosférica en hectopascales [hPa] ajustada al nivel medio del mar. Si bien el modelo brinda presión atmosférica al nivel de la superficie terrestre, se ha decidido utilizar el nivel medio del mar como referencia de altura para la presión, a fin de ajustarse a la metodología de cálculo de IWV propuesta por Mackern *et al.* (2020). Finalmente, el vapor de agua expresado en unidades de presión [kg/m^2], representa el valor de vapor de agua integrado a lo largo de toda la columna atmosférica desde el nivel de superficie al tope de atmósfera (Hersbach *et al.*, 2018b).

2.3 Procesamiento DInSAR y área de aplicación

La Provincia de San Juan, se encuentra al centro-oeste de Argentina, al pie de la Cordillera de los Andes. Su topografía toma valores entre 500 y más de

4000 m, y pertenece a una zona desértica, a causa de su bajo nivel de precipitaciones anuales. Esta zona se encuentra en un sector de alto riesgo sísmico a causa de la convergencia casi este-oeste de la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Entre 1894 y 2020 ha cobijado epicentros de cinco terremotos superficiales con intensidades máximas Mercalli mayores a VI, tres de ellos (1894, 1944 y 1952) localizados en la Precordillera, provocando considerables pérdidas humanas y económicas (Sánchez *et al.*, 2021).

El procesamiento DInSAR se llevó a cabo mediante el uso de 84 imágenes de los satélites Sentinel 1A y B, en su órbita descendente adquiridas a las 10 UTC, con el fin de estudiar deslizamientos generados en Precordillera entre el 2014 y 2018 (Acosta *et al.*, 2021). Se generaron 256 interferogramas con un tamaño de píxel aproximado de 150 m y la compensación de terreno se realizó con el modelo digital de elevaciones (DEM) SRTM30. Dentro de la zona analizada y para el periodo de interés, se contó con dos estaciones GNSS SIRGAS (UNSJ) y CSLO).

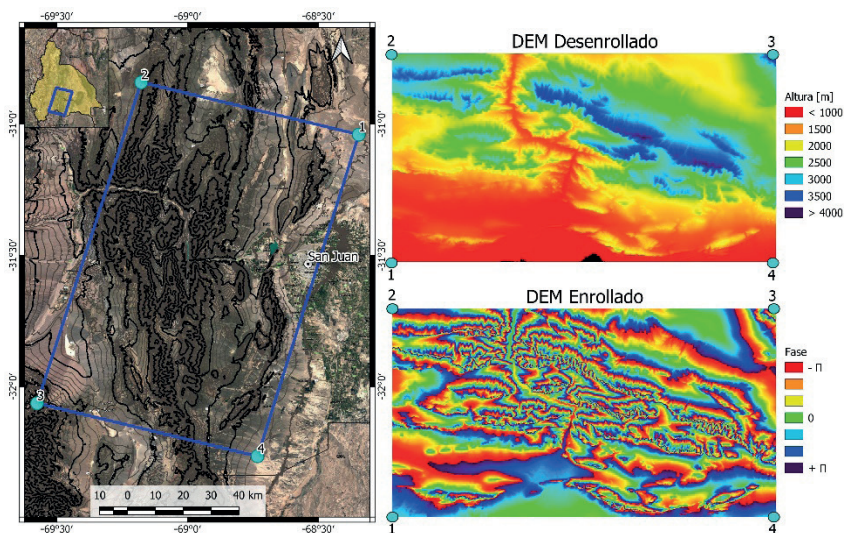


Figura 1. Área de estudio (polígono azul). Se muestra la altitud de la zona en valores continuos (DEM Desenrollado) y su equivalente en fase (DEM Enrollado).

La Figura 1 muestra el área de estudio seleccionada. Para una mejor comprensión de los efectos atmosféricos en DInSAR se muestra el DEM desenrollado, es decir, en valores continuos de altura, y su equivalente en fase, es decir, enrollado (valores de $-\pi$ a $+\pi$). Esto último es importante mencionar, ya que los efectos atmosféricos en DInSAR los clasifica en turbulentos y estratificados. Mientras que los turbulentos representan la aleatoriedad de la atmósfera (la más compleja de ser modelada), la componente estratificada se encuentra en función de la altura, siendo está predominante en áreas de montaña o topografía compleja. Los interferogramas afectados por estratificación atmosférica presentan características que los asemejan a los

modelos de altura enrollados. Como los interferogramas se encuentran en la geometría de adquisición del sensor (lo cual no responde a las orientaciones Norte-Este que se acostumbra a ver en imágenes satelitales), se ha incluido la ubicación de los vértices (puntos turquesa) y su ubicación equivalente en geometría SAR. Los interferogramas mostrados en la sección de resultados, se presentan respetando esta orientación.

2.4 Cálculo de mapas de alta resolución de ZTD

Si bien tanto las estaciones GNSS como los modelos atmosféricos incrementan la resolución espacial y temporal de los datos, estos son valores discretos representativos de un sitio en particular. Las imágenes satelitales, por otro lado, presentan una grilla continua de píxeles con un área que depende de la resolución. Por este motivo, se hace necesario aplicar métodos de interpolación que permita obtener un valor de ZTD para cada celda de resolución de las imágenes satelitales a utilizar. Dentro de los métodos más destacados se puede mencionar: Vecino más cercano, inversa de la distancia ponderada, vecinos naturales, red irregular de triángulos y métodos geoestadísticos como Kriging. Estos métodos son muy utilizados en los sistemas de información geográfica y se basan únicamente en conceptos matemáticos, los cuales no son suficientes para caracterizar una variable de origen meteorológico.

Yu *et al.* (2017), desarrollaron un método vinculado directamente a la interferometría diferencial, denominado ITD (*Iterative Tropospheric Decomposition*). Con este método es posible estimar el ZTD descomponiéndolo en estratificación y turbulencia, en cada píxel del procesamiento DinSAR. Para ello, se seleccionan valores conocidos de ZTD dentro de un radio de 200 km y se aplica la Ecuación 8.

$$ZTD_k = T(x_k) + L_0 e^{-\beta h_k} + \varepsilon_k \quad (8)$$

Donde ZTD_k es el retardo cenital en un píxel k , T representa la componente turbulenta y x_k son las coordenadas de la estación. La componente estratificada está representada por los coeficientes β y L_0 , y h_k es la altura normalizada del píxel. Inicialmente, se modela la componente estratificada, asumiendo que la turbulenta es nula. Luego, se calculan los residuos entre los valores dato y modelados de ZTD, los cuales representan la suma de la turbulencia y el error remanente. La turbulencia se estima mediante interpolación basada en la inversa de la distancia (IDW) (Ecuación 9) y, en un paso posterior, se sustrae del ZTD para recalcular los parámetros de la estratificación.

$$T_u = \sum_{i=1}^n w_{ui} T(x_i), \text{ con } w_{ui} = \frac{d_{ui}^{-2}}{\sum_{i=1}^n d_{ui}^{-2}} \quad (9)$$

Donde w_{ui} corresponde a los coeficientes de interpolación, u corresponde a la posición del píxel de la imagen, i es la estación de referencia y d_{ui} es la distancia

horizontal entre los puntos u e i . Este proceso se repite de forma iterativa hasta que la solución converge. Más detalles sobre el procedimiento pueden encontrarse en Rosell (2022).

3. Resultados

3.1 Análisis del comportamiento del IWV desde la red SIRGAS

Para estudiar el comportamiento del IWV sobre América Latina, se utilizaron estaciones de la red SIRGAS-CON del periodo 2014 a 2020, que contaran con un mínimo de tres años de productos troposféricos y un mínimo de 10 meses de datos continuos, para cada año. Bajo esas condiciones, se seleccionaron 318 estaciones las cuales representan el 82% de la totalidad de la red a junio del 2022 (Figura 2).

Siguiendo las ecuaciones que permiten determinar el IWV, se observa que esta variable depende de dos factores, independientes a las condiciones climáticas: la altura y la latitud. Para analizar cómo la influencia de ambos factores afecta el comportamiento temporal del vapor de agua, se realizó un gráfico multivariable. Para realizar este análisis, los datos fueron filtrados, eliminando aquellos que superasen tres desviaciones estándar con respecto a su valor medio mensual.

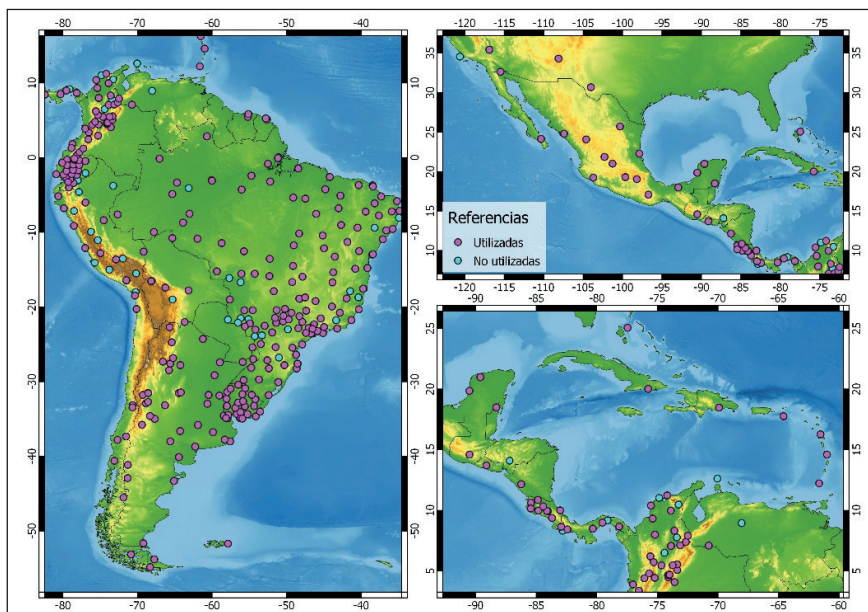


Figura 2. Estaciones de la red SIRGAS-CON.

El gráfico realizado, presenta los IWV promedio de las estaciones SIRGAS en función de su latitud, y mediante otros indicadores visuales de clasificación,

se puede distinguir la altura (escala cromática) y su desviación estándar (STDV) con respecto a la media (tamaños de puntos) (Figura 3). Del gráfico es posible determinar que:

- Las estaciones ecuatoriales (φ entre -7° y $+7^\circ$) presentan las desviaciones estándar más bajas. Esto indica que el contenido de vapor de agua se mantiene aproximadamente estable a lo largo del año.
- Las estaciones de menor altura poseen un promedio mayor a aquellas con mayor altura.
- A medida que la latitud aumenta (en valor absoluto), el promedio de IWV disminuye y su desviación estándar aumenta, principalmente en aquellas estaciones de menor altura. Esto indica que, durante el año, el vapor de agua tiene mayor variabilidad en comparación con la zona ecuatorial.
- Las latitudes más altas ($\varphi > | -40^\circ |$), son las que poseen menor promedio de vapor de agua y baja desviación estándar. Son zonas más secas con contenido de IWV estable a lo largo del año.
- Las estaciones a mayor altura presentan muy baja variabilidad anual y valores de IWV promedio más bajos que estaciones a la misma latitud, pero ubicadas a menor altura.

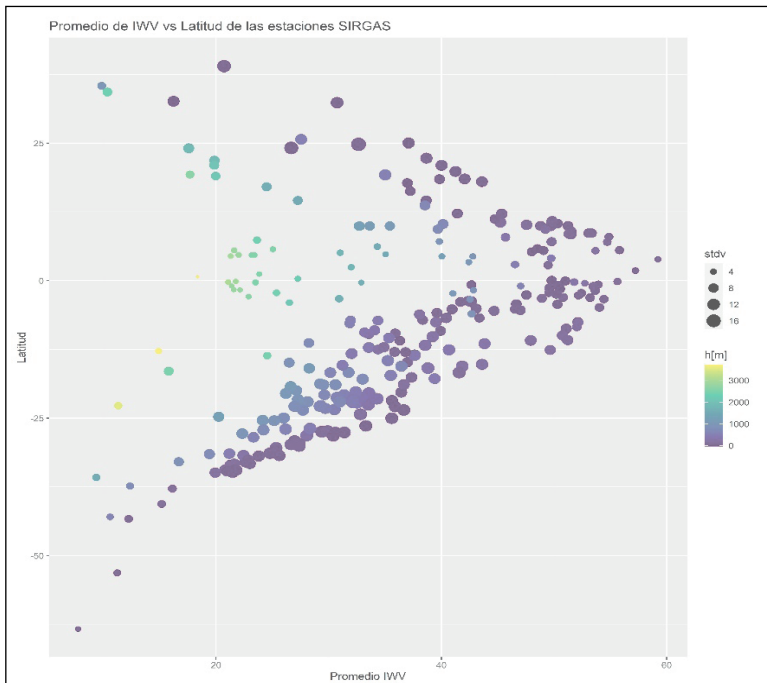


Figura 3. Promedio del IWV y desviación estándar, en función de la latitud y altura.

3.2 Análisis del ZTD como corrección atmosférica en DInSAR

Como la influencia del vapor de agua se computa mediante el retardo que este produce en la señal electromagnética de los SAR, se buscó determinar si los valores de ZTD provistos por la red SIRGAS-CON o mediante modelos atmosféricos, pueden ser utilizados para generar soluciones en interferometría diferencial SAR. Para estos casos, se utilizaron datos meteorológicos y de GNSS de la hora más cercana a la adquisición SAR ya que la variación media horaria del ZTD se encuentra por debajo del error de estimación de dicha variable (6.8 mm con respecto a radiosondeos (Mackern *et al.*, 2020)).

3.2.1 Utilizando sólo SIRGAS

El método de interpolación propuesto utiliza el ZTD de todas las estaciones que se encuentren a un determinado radio del centro de la imagen. En el área seleccionada se pudieron localizar ocho estaciones considerando un área de 200 km: CSLO, UNSJ, Oafa, MZAC, MZAE, MZAU, USCL y SANT. La estación Oafa no se utilizó por no disponer de productos troposféricos en el período estudiado, ya que la misma fue incorporada a la red SIRGAS a fines del año 2020. Utilizando el método de interpolación ITD, se generaron mapas de ZTD, píxel a píxel, para todas las fechas de las imágenes. La Figura 4 permite observar la distribución de las estaciones GNSS en base al área de influencia (200 km) del procesamiento interferométrico realizado (polígono rojo).

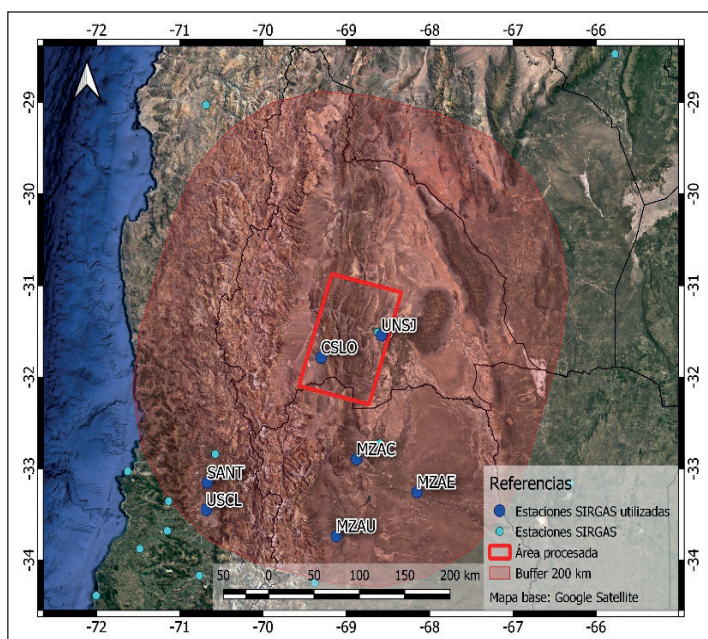


Figura 4. Área de estudio y estaciones SIRGAS seleccionadas (Buffer de 200 km).

De las 84 fechas involucradas para el cálculo de mapas de ZTD, sólo se obtuvieron resultados para 51 de ellas. Esto se debió principalmente a falta de datos de ZTD en las estaciones SIRGAS, ya que el método requiere de al menos tres estaciones con datos para poder converger a una solución.

En lo que respecta a la distribución de estaciones SIRGAS utilizadas, se observa que dos de ellas (SANT y USCL) se encuentran localizadas al oeste de la cordillera de Los Andes cuya área presenta condiciones climáticas muy distintas al área de estudio seleccionada. Por otro lado, las estaciones no se encuentran distribuidas en forma homogénea, generando que los mapas de ZTD logren mejores precisiones en la zona sur con respecto a la norte. Esta configuración de estaciones sumada a la variabilidad climática presente en cada una puede no ser representativa de la zona que se pretende corregir. A fin de generar un método de obtención de ZTD que permita la generación de mapas píxel a píxel que no dependa del número de estaciones GNSS o de la disponibilidad de datos, se decidió incorporar un modelo atmosférico que garantice la continuidad y mejore la resolución espacial del ZTD a utilizar.

3.2.2 Combinación SIRGAS + ERA5

Esta combinación fue realizada con el modelo de reanálisis ERA5 y se determinó valores de ZTD para cada nodo del modelo. Estos valores se utilizaron en conjunto con los datos de ZTD de las estaciones SIRGAS y se computaron mapas de ZTD para cada fecha. Esta combinación permitió calcular mapas en el 100% de las fechas involucradas. Sin embargo, la diferencia de ZTD entre la estación GNSS y el nodo ERA5 más cercano a ella, generó inconsistencias que afectan severamente la interpretación de los interferogramas (Figura 5).

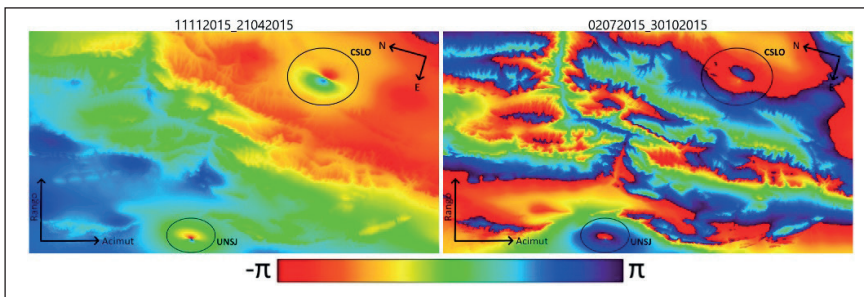


Figura 5. Mapas de ZTD enrollados realizados por combinación de datos troposféricos de SIRGAS y ERA5 en estaciones UNSJ y CSLO. Las fechas siguen el formato DDMMYYYY (DD día, MM mes, YYYY año). La primera fecha corresponde a la imagen tomada como referencia, y la segunda, a la secundaria.

Es por ello que se determinó que su combinación no resulta conveniente ya que podría confundirse con deformaciones de carácter local. Ante esta problemática, se decidió utilizar únicamente el modelo ERA5 mientras que los ZTD de SIRGAS se destinaron a validación.

3.2.3 Utilizando ERA5

Los mapas de ZTD determinados únicamente con ERA5 ya no presentaron inconsistencias por lo que se generaron mapas de ZTD para cada fecha involucrada. Los mapas fueron validados con aquellos calculados por el Servicio Online de Corrección Atmosférica Genérica para InSAR (*Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR*—GACOS. Disponibles en <http://www.gacos.net/>).

Tabla 1. Resumen de las diferencias entre GACOS y ERA5 con respecto a SIRGAS

Estación	UNSJ		CSLO	
	Media [cm]	SD [cm]	Media [cm]	SD [cm]
GACOS - SIR	0.12	1.32	0.53	0.77
ERA5 - SIR	-0.51	1.56	-0.22	0.83

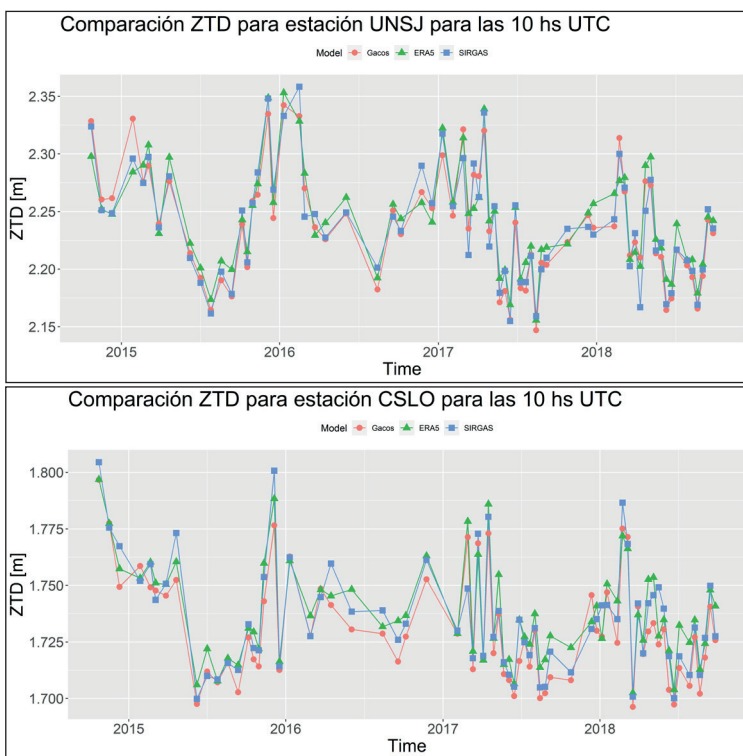


Figura 6. Comparación entre los ZTD de GACOS, ERA5 y SIRGAS, para las estaciones UNSJ y CSLO.

Los mapas de GACOS han sido validados (Yu *et al.*, 2017), pero su rendimiento no ha sido analizado en América del Sur. Por lo tanto, para determinar cuál de los dos modelos se ajusta mejor a la zona estudiada, fue necesario aplicar un método de comparación independiente a ambas técnicas. En este caso, la comparación fue posible realizarla gracias a los ZTD de las estaciones de la red SIRGAS. La validación se realizó en las estaciones UNSJ y CSLO para la hora de adquisición de las imágenes SAR (10 UTC) para todas las fechas involucradas en el procesamiento que contaron con datos troposféricos de SIRGAS. Se extrajeron los valores de ZTD determinados tanto con ERA5 (ZTD_{ERA5}) como con GACOS (ZTD_{GACOS}), en los píxeles donde se ubican las estaciones GNSS mencionadas y se los comparó con los ZTD determinados por SIRGAS (ZTD_{SIR}). Los resultados se resumen en la Tabla 1 y se observan en Figura 6.

En las comparaciones realizadas se observan diferencias inferiores al centímetro en ambos modelos (con respecto a los ZTD_{SIR}) pudiendo determinarse que ambos modelos responden muy bien a la variabilidad temporal del ZTD. Se concluyó a partir de esta validación que ambos mapas de ZTD (provenientes de GACOS y ERA5) podrían ser utilizados para implementar la corrección atmosférica necesaria en interferometría SAR.

3.3 Aplicación de correcciones atmosféricas en DInSAR

En primera instancia, se corrigieron los interferogramas con los mapas de ZTD (SIR y ERA5) y se analizaron las diferencias encontradas. La media de las diferencias entre los mapas fue de 0.03 cm con desviaciones estándar menores a 0.2 cm. En ambos casos, los interferogramas mostraron mejoras (disminución de franjas estratificadas), las cuales permiten afirmar que los mapas calculados con ZTD_{SIR} presentan el mismo rendimiento que los mapas calculados con ZTD_{ERA5} (Figura 7).

Como no todos los interferogramas pudieron ser corregidos con ZTD_{SIR} se utilizaron los interferogramas corregidos con ZTD_{ERA5} para la determinación de una serie temporal de deformación, la cual fue comparada con las series generadas con interferogramas sin corregir. Esta última serie calculada permite observar que toda la zona cordillerana presenta una deformación del orden de los 3 cm/año (Figura 8), con respecto a un punto de referencia (PA). Es necesario mencionar que los satélites SAR observan la Tierra con visión lateral (LOS), por lo que la deformación detectada corresponde sólo a una componente de esta y, por lo tanto, las correcciones atmosféricas son proyectadas al ángulo del satélite.

Dentro del período seleccionado, se presenta un evento sísmico de interés. El 16 de septiembre del 2015 a las 23:54:33 UTC, esta zona fue afectada por un terremoto de magnitud de 8.3 (Tilmann *et al.*, 2016) con epicentro en la ciudad de Illapel (Chile). Para determinar si el desplazamiento telúrico observado en las estaciones UNSJ y CSLO (No mostrado en este trabajo) puede observarse en las series de deformación DInSAR, se realizó una comparación entre datos GNSS de la red argentina RAMSAC junto

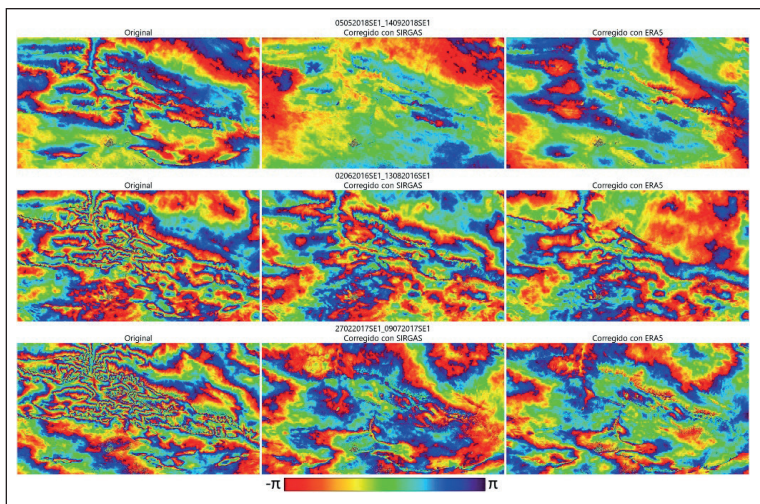


Figura 7. Set de interferogramas originales (izq) donde predomina la componente estratificada. Al centro se encuentran los interferogramas corregidos con ZTR_{SIR} y a la derecha con ZTD_{ERAS} . Las fechas de los interferogramas siguen el formato DDMYYYYSE1, siendo DD el día, MM el mes, YYYY el año y SE1 el identificador del sensor Sentinel-1.

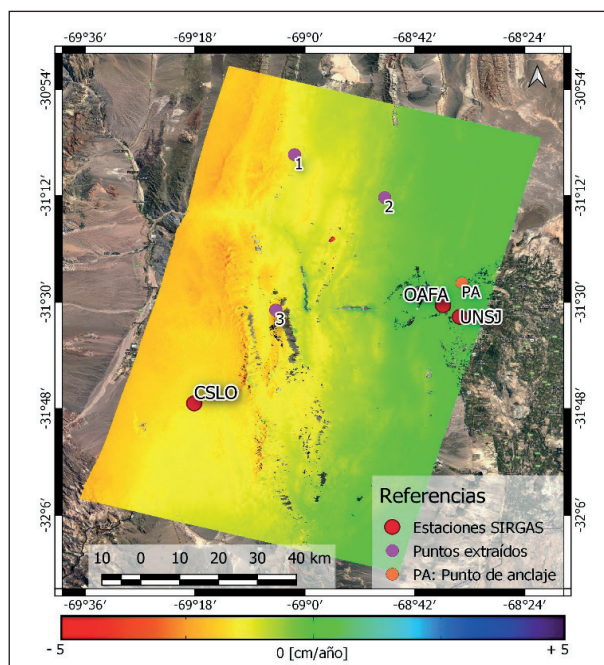


Figura 8. Mapa de velocidad media de deformación, calculado con interferogramas sin corregir.

a las series de deformación DInSAR. Para ello, se tomó una estación como referencia (CSLO) y se proyectaron los datos GNSS de UNSJ a la línea de vista del satélite. La comparación se determinó mediante la extracción de la serie de deformación DInSAR en el punto correspondiente a la ubicación de la estación UNSJ (Figura 9). La comparación muestra que la serie GNSS presenta un salto a la fecha del terremoto, mientras que la serie DInSAR presenta oscilaciones de carácter periódico, que no se ajustan a los datos GNSS.

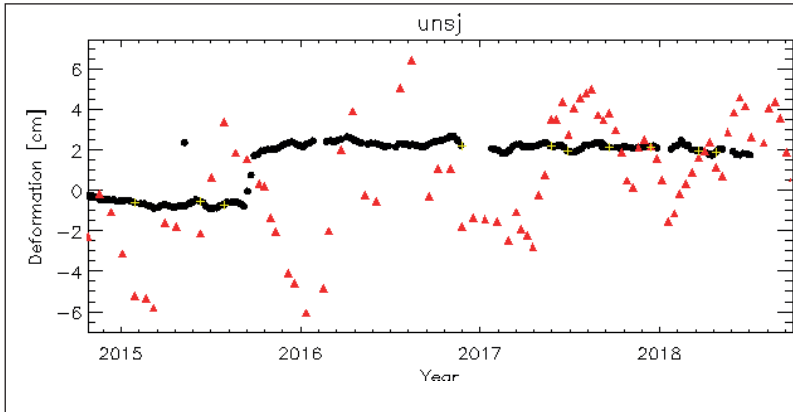


Figura 9. Comparación entre serie de deformación DInSAR sin corregir (rojo) y datos GNSS de UNSJ proyectados en LOS (negro).

Para determinar si las oscilaciones observadas corresponden a efectos atmosféricos, tal como estudió Samsonov *et al.* (2014), se extrajeron series en otras ubicaciones y se los graficó junto a los valores de IWV calculados desde SIRGAS en la estación UNSJ (Figura 10). En esta comparación se puede observar similitudes en el movimiento oscilante de las series, en donde los picos de máximos y mínimos observados en las series de deformación DInSAR se corresponden con los de vapor de agua. También se puede determinar que en ninguna de las series DInSAR extraídas es posible detectar el salto que debería haber provocado el terremoto de Illapel. Por otro lado, la serie del punto 3 fue extraída en una zona donde se presenta un deslizamiento (Acosta *et al.*, 2021) razón por la cual la serie presenta una pendiente pronunciada en sentido descendente, al que se le suma la componente periódica de la atmósfera. Esta serie de deformación pone en evidencia cómo la atmósfera puede generar que los análisis sean mal interpretados.

Por otro lado, el mapa de velocidades calculado en base a los interferogramas corregidos con ZTD_{ERA5} (Figura 11) se muestra ligeramente más limpio en la zona de precordillera, mostrándose en tonos más claros (cerca al verde, que representa el cero).

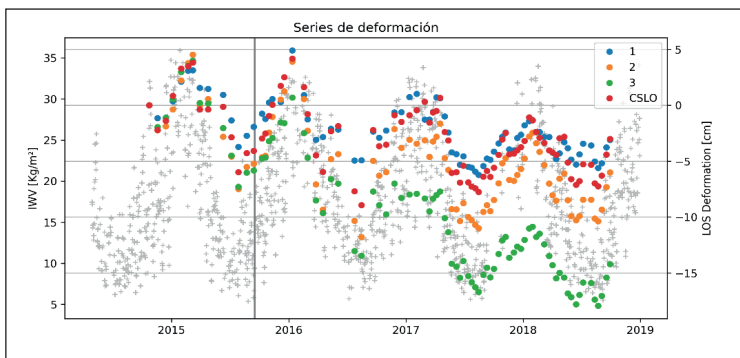


Figura 10. Series de deformación para los puntos ubicados en el mapa de velocidades. La línea vertical indica la fecha del terremoto. La serie en gris corresponde al IWV de la estación UNSJ.

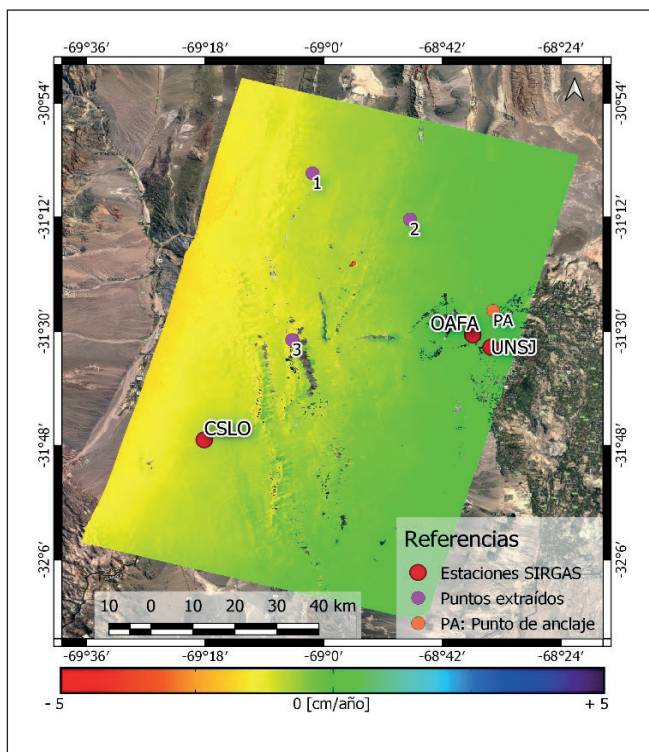


Figura 11. Mapa de velocidad media de deformación, calculado con interferogramas corregidos con ERA5.

Finalmente, se volvió a determinar la comparación de la serie de tiempo de deformación correspondiente a la ubicación de la estación UNSJ contra sus datos GNSS. En este caso, la serie DInSAR presenta una disminución en los picos presentes en la serie sin corregir, aunque sigue manteniendo un nivel de ruido (Figura 12). También puede observarse que la serie DInSAR se ajusta mejor a la serie GNSS, llegando a notarse el salto generado por el terremoto. El ruido remanente en la serie puede deberse a que las correcciones de ZTD calculadas no lograron modelar fehacientemente las condiciones atmosféricas de las fechas involucradas.

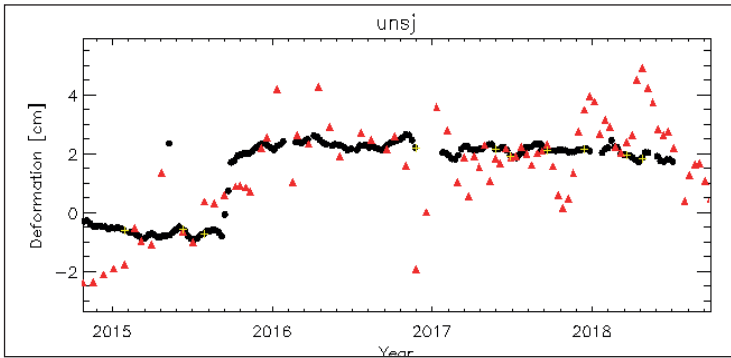


Figura 12. Serie de comparación entre DInSAR corregidas (rojo) y datos GNSS proyectados en LOS (negro) en estación UNSJ.

4. Conclusiones

Este trabajo presenta diversos análisis que en conjunto buscaron dar solución a un problema: la influencia atmosférica en Interferometría Diferencial SAR.

En primera instancia, se partió de los productos troposféricos obtenidos desde el procesamiento de la red SIRGAS, tanto en términos de ZTD como de IWV. En lo que respecta al IWV, se analizaron las series temporales de 318 estaciones GNSS que disponían de al menos tres años de parámetros para el período 2014-2020. En base a cada serie temporal, se calcularon indicadores estadísticos como la media y desviación estándar. En base a los valores de IWV obtenidos para cada estación SIRGAS, se analizó como factores influyentes las variables geográficas latitud y altura. De dicho análisis, como nuevos aportes al estudio del IWV, se pudo determinar que:

- El contenido de IWV disminuye a medida que aumenta tanto la altura del sitio como su latitud (en valor absoluto).
- Las estaciones a mayor altura y aquellas ubicadas a latitudes ecuatoriales ($\varphi \leq | \pm 7^\circ |$) presentan baja variabilidad anual, determinada en base a su desvío estándar (entre 4 y 8 kg/m³). Esto indica que el contenido de vapor de agua mantiene cierta estabilidad a lo largo del año.

- A medida que la latitud aumenta ($| \pm 7^\circ | < \varphi < | -50^\circ |$), el IWV disminuye (de 45 a 10 kg/m²) y su desviación estándar aumenta (de 8 a 16 kg/m²), principalmente en aquellas estaciones de menor altura. Esto indica mayor variabilidad del IWV durante el año.
- Las latitudes más altas ($\varphi < -50^\circ$), presentan un menor contenido de vapor de agua (menor a 12 kg/m²) así como una menor variación anual (desvío estándar menor a 8 kg/m²).
- Los valores más altos, entre 45 y 59 kg/m², se encuentran en la zona ecuatorial y principalmente sobre la cuenca del Amazonas. En contraparte, los valores más bajos, entre 7 y 17 kg/m², se encuentran en la Patagonia Argentina, Sur de Chile y Antártida.

Los análisis de IWV son especialmente útiles a la hora de analizar cuál es el aporte atmosférico que se puede esperar en cada área a procesar con DInSAR. Si bien el comportamiento de la atmósfera presenta componentes aleatorias, un conocimiento de los valores esperables para una zona puede permitir optimizar la selección de fechas a combinar en cada procesamiento.

En lo que respecta a las correcciones atmosféricas para DInSAR, se calcularon tres correcciones atmosféricas distintas. Una de ellas utilizando sólo estaciones SIRGAS, otra con el modelo ERA5 y otra combinando los dos métodos mencionados. Mediante el uso del método de interpolación ITD se extrajeron las siguientes conclusiones:

- En base al ZTD de SIRGAS: se pudieron calcular mapas de ZTD que corrigieron efectos atmosféricos en interferogramas, aunque se encontraron limitaciones como:
 - Cada estación puede tener datos faltantes para una fecha y hora que, en conjunto con las demás estaciones, puede resultar en un número insuficiente de datos para que la solución pueda converger.
 - La distribución espacial de estaciones GNSS no es homogénea, por lo que los resultados de ZTD pueden estar sesgados y no ser representativos de las características climáticas de la zona procesada.
 - Los radios de búsqueda muy grandes (ej. 200 km) pueden generar que se incluyan estaciones en áreas geográficas de características climáticas muy diferentes a la procesada. Se recomienda el uso de un radio de búsqueda variable a fin de garantizar el cálculo de la mayor cantidad de fechas con estaciones lo más cercanas posibles.
- Combinación de ZTD calculado desde ERA5 + SIRGAS: en los mapas finales de ZTD se pudieron encontrar artefactos atribuibles al propio método de interpolación, lo que incorpora errores a los interferogramas. Por ello, se determinó que el uso en conjunto de ambos datos no resulta factible para generar correcciones atmosféricas. Se recomienda la generación independiente de mapas de ZTD_{ERA5} y ZTD_{SIR} y luego una combinación entre ambos. Se debe buscar que esta combinación priorice el uso de datos *in situ* (SIRGAS en este caso), ya que los modelos atmosféricos actualmente disponibles presentan baja resolución espacial que resulta insuficiente para

representar las variaciones de alturas de zonas complejas como la Cordillera de Los Andes.

- En base al ZTD calculado con ERA5: se pudieron calcular exitosamente mapas de ZTD para todas las fechas en todas las áreas analizadas. Estos mapas fueron validados con los ZTD de GACOS y SIRGAS, concluyéndose que:
 - Los mapas de ZTD_{ERA5} difieren del ZTD_{GACOS} en el orden de los ± 1 cm y con respecto a ZTD_{SIR} en el orden de los ± 0.5 cm.
 - Al ser las diferencias entre el ZTD_{GACOS} y ZTD_{ERA5} similares y dentro del orden de precisión del ZTD_{SIR} se concluye que los ZTD_{ERA5} son factibles de ser utilizados como corrección atmosférica.
 - Los mapas de ZTD_{ERA5} mostraron su capacidad en reducir la componente atmosférica en las series temporales de deformación DinSAR.

Con este trabajo se demuestra el potencial de los productos SIRGAS en el cálculo y análisis de correcciones atmosféricas en DinSAR, resultando en un aporte innovador para la comunidad geodésica de América Latina. Si bien esta red presenta limitaciones espaciales y temporales, al encontrarse en constante crecimiento, se espera que en un futuro no muy lejano los datos troposféricos permitan la generación de mapas de ZTD en forma ininterrumpida y con un mayor número de estaciones GNSS.

Bibliografía

- Acosta, G., Rodríguez, A., Euillades, P., Euillades, L., Ruiz, F., Rosell, P., Sanchez, M., Leiva, F., Ariza, J. & García, H. (2021). Detection of active landslides by DinSAR in Andean Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103205. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103205>
- Albano, M., Saroli, M., Montuori, A., Bignami, C., Tolomei, C., Polcari, M., Pezzo, G., Moro, M., Atzori, S., Stramondo, S. & Salvi, S. (2018). The relationship between InSAR coseismic deformation and earthquake-induced landslides associated with the 2017 Mw 3.9 Ischia (Italy) earthquake. *Geosciences (Switzerland)*, 8 (8). <https://doi.org/10.3390/geosciences8080303>
- Askne, J. & Nordius, H. (1987). *Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data*, 22 (3), 379-386.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A. & Ware, R. H. (1992). GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *Journal of Geophysical Research*, 97 (D14), 15787. <https://doi.org/10.1029/92JD01517>
- Berg, H. (1948). *Allgemeine Meteorologie: Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Dümmler's Verlag.
- Bleisch, R., Kämpfer, N. & Haefele, A. (2011). Retrieval of tropospheric water vapour by using spectra of a 22 GHz radiometer. *Atmospheric Measurement Techniques*. <https://doi.org/10.5194/amt-4-1891-2011>
- Boixart, G., Cruz, L. F., Cruz, R. M., Euillades, P. A., Euillades, L. D. & Battaglia, M. (2020). *Source Model for Sabancaya Volcano Constrained by DinSAR and GNSS Surface Deformation Observation. Figure 1*, 1-12. <https://doi.org/10.3390/rs12111852>

- Calori, A., Colosimo, G., Crespi, M. & Mackern, M. V. (2015). Comparison of Different Techniques for Tropospheric Wet Delay Retrieval Over South America and Surrounding Oceans. *International Association of Geodesy Symposia*, 142, 147-154. https://doi.org/10.1007/1345_2015_6
- Camisay, M. F., Rivera, J. A., Mateo, M. L., Morichetti, P. V. & Mackern, M. V. (2020a). 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*, 197 (March 2019), 105143. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2019.105143>
- Camisay, M. F., Rosell, P. A., Mackern, M. V., Mateo, M. L., Weidmann, T. & Gonzalez Romo, A. (2020b). Estimación rápida de desplazamientos co-sísmicos mediante estaciones de Posicionamiento Satelital Global. Comparación con interferometría de radar. *Revista ICU*. <http://revistas.umaza.edu.ar/index.php/icu/article/view/345/259>
- Chahine, M. T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 359 (6394). <https://doi.org/10.1038/359373a0>
- Cigna, F., Lasaponara, R., Masini, N., Milillo, P. & Tapete, D. (2014). Persistent scatterer interferometry processing of COSMO-skymed stripmap HIMAGE time series to depict deformation of the historic centre of Rome, Italy. *Remote Sensing*, 6 (12), 12593-12618. <https://doi.org/10.3390/rs61212593>
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E. & Elgered, G. (1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20 (6). <https://doi.org/10.1029/RS020i006p01593>
- Durre, I., Vose, R. S. & Wuertz, D. B. (2006). Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *Journal of Climate*, 19 (1), 53-68. <https://doi.org/10.1175/JCLI3594.1>
- Erasmus, D. A. & van Rooyen, R. (2001). A Satellite Survey of Cloud Cover and Water Vapor in Northern Chile. *Ground-Based and Airborne Telescopes*, 6267, 62671O. <https://doi.org/10.1117/12.669490>
- Euillades, L., Euillades, P., Noguerol, M., Isuani, N. & Rosell, P. (2018). Caracterización De Campos De Deformación Cortical Mediante Información Geo-Espacial. *X Congreso de Exploración de Hidrocarburos (CONEXPLO)*, 2000, 85-96. https://www.petrotecnica.com.ar/pdfs_P1019/Petro_SIN_public/Geoespacial.pdf
- Gao, B. & Kaufman, Y. J. (1998). The MODIS Near-IR Water Vapor Algorithm. *Algorithm Technical Background Document-Remote Sensing Division*, 7212, 1-25. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD05_L2.006
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis* (pp.) 2. Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R. & Rozum, I. (2018a). ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). *ECMWF*, 147. <https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>
- Hersbach, H., De Rosnay, P., Bell, B., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Balmaseda, A., Balsamo, G., Bechtold, P., Berrisford, P., Bidlot, J., De Boissésón, E., Bonavita, M., Browne, P., Buizza, R., Dahlgren, P., Dee, D., Dragani, R., ... Zuo, H. (2018b). Operational global reanalysis: progress, future directions and synergies with NWP including updates on the ERA5 production status. *ERA Report Series*. <https://doi.org/10.21957/tkic6g3wm>

- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K. & Arikan, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics*, 514-517, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.013>
- Lukose, L., & Dutta, D. (2020). Estimation of aerosol-corrected surface solar irradiance at local incidence angle over different physiographic subdivisions of India and adjoining areas using MODIS and SRTM data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37 (2), 161-175. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0202.1>
- Mackern, M. V., Mateo, M. L., Camisay, M. F. & Morichetti, P. V. (2020). Tropospheric Products from High-Level GNSS Processing in Latin America. *International Association of Geodesy Symposia book series*. https://doi.org/10.1007/1345_2020_121
- Mackern, M. V., Mateo, M. L., Camisay, M. F., Rosell, P. A., Weidmann, T. & Gonzalez Romo, A. (2021). 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. *ICU. Investigación, Ciencia y Universidad*, 5, 14-30. <http://revistas.umaza.edu.ar/index.php/icu/article/view/344>
- Massonnet, D. & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*. <https://doi.org/10.1029/97RG03139>
- Mendes, V. B., & Langley, R. B. (2000). An analysis of high-accuracy tropospheric delay mapping functions. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 25 (12). [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00011-4](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00011-4)
- Pérez-Ramírez, D., Whiteman, D. N., Smirnov, A., Lyamani, H., Holben, B. N., Pinker, R., Andrade, M., & Alados-Arboledas, L. (2014). Evaluation of AERONET precipitable water vapor versus microwave radiometry, GPS, and radiosondes at ARM sites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119 (15), 9596-9613. <https://doi.org/10.1002/2014JD021730>
- Roa, Y., Rosell, P., Solarte, A., Euillades, L., Carballo, F., García, S. & Euillades, P. (2021). First assessment of the interferometric capabilities of SAOCOM-1A: New results over the Domuyo Volcano, Neuquén Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106. 102882. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102882>
- Rosell, Patricia (2022). *Desarrollo de un Modelo de Corrección de la Influencia del vapor de agua troposférico en el procesamiento DInSAR con el aporte de GNSS y ERA5*. Universidad Nacional de Cuyo. <https://bdigital.uncuyo.edu.ar/20261>
- Rüeger, J. M. (2002). Refractive Index Formulae for Radio Waves. *Integration of Techniques and Corrections to Achieve Accurate Engineering*. https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig_2002/js28/js28_rueger.pdf
- Samsonov, S. V., Trishchenko, A. P., Tiampo, K., González, P. J., Zhang, Y. & Fernández, J. (2014). Removal of systematic seasonal atmospheric signal from interferometric synthetic aperture radar ground deformation time series. *Geophysical Research Letters*, 41 (17), 6123-6130. <https://doi.org/10.1002/2014GL061307>
- Sánchez, G., Ortiz, G., Saez, M., López, L., Pérez, I., Moreno, M., Venerdin, A., Fernández, M. & Alvarado, P. (2021). El terremoto (Mw 6,4) superficial del 18 de enero de 2021 del Cordón de las Osamentas, Precordillera Central, San Juan, Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, 78 (4), 613-620. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/944>
- Straub, C., Murk, A. & Kämpfer, N. (2010). MIAWARA-C, a new ground based water vapor radiometer for measurement campaigns. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3 (5), 1271-1285. <https://doi.org/10.5194/amt-3-1271-2010>

- Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J. C., Schurr, B., Wang, R. & Dahm, T. (2016). The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2015GL066963>
- Wei, J., Shi, Y., Ren, Y., Li, Q., Qiao, Z., Cao, J., Ayantobo, O. O., Yin, J. & Wang, G. (2021). Application of ground-based microwave radiometer in retrieving meteorological characteristics of tibet plateau. *Remote Sensing*, 13 (13), 11-20. <https://doi.org/10.3390/rs13132527>
- Yu, C., Penna, N. T. & Li, Z. (2017). Generation of real-time mode high-resolution water vapor fields from GPS observations. *Journal of Geophysical Research*, 122 (3), 2008-2025. <https://doi.org/10.1002/2016JD025753>
- Zebker, H. A., Rosen, P. A. & Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102 (B4), 7547-7563. <https://doi.org/10.1029/96JB03804>