



UNCUYO
UNIVERSIDAD
NACIONAL DE CUYO

TESIS DE DOCTORADO

**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**

Director:

Dr. Euillades, Pablo Andrés

Codirector:

Dra. Mackern Oberti, María

Virginia

Tesista:

Rosell, Patricia Alejandra

Mendoza - 2022

Agradecimientos

En esta tesis hay un poco de muchos, por lo que resumiré mi agradecimiento en una única palabra:
¡Mil gracias!

Perdón, me equivoqué... ¡Dos mil gracias!

Patricia

Resumen

El vapor de agua es una de las variables más importantes para el desarrollo de la vida en la Tierra, por lo que su estudio ha sido objeto de interés a lo largo de los años. La mayoría de las técnicas utilizadas para la cuantificación de esta variable resultan insuficientes con respecto a las altas variaciones en espacio y tiempo que el vapor de agua sufre a lo largo del día.

La puesta en órbita de satélites de observación de la Tierra ha brindado información valiosa tanto sobre la geodinámica terrestre, así como del comportamiento y composición de la atmósfera. Aquellos satélites que emiten energía electromagnética a la Tierra para la obtención de productos con fines geodésicos han puesto en evidencia la necesidad de conocer las variaciones del vapor de agua presente en la atmósfera, principal causal de generación de excesos en los tiempos de recorrido de la señal.

En lo que respecta a los satélites de posicionamiento global (como lo son la constelación GPS, GLONASS, GALILEO, entre otros), estos excesos se los conoce como Retardo Cenital Troposférico (Zenith Total Delay - ZTD), y es uno de los sub-productos que se generan en los ajustes de las redes geodésicas. Conociendo la presión y temperatura del sitio donde se determinó el ZTD, es posible determinar la cantidad de vapor de agua presente en la columna de aire, sobre la antena GNSS. Por otro lado, las imágenes generadas desde sensores activos, como lo son los radares de apertura sintética (SAR), sufren los mismos retardos, a lo largo de la línea de vista del satélite (visión inclinada), pero sin la posibilidad de poder cuantificarlo.

La técnica de interferometría diferencial SAR (DInSAR), ha sido desarrollada para determinar deformaciones en la superficie (como deslizamientos, terremotos, actividad antropogénica, entre otros), con precisiones sub-centimétricas, mediante el uso de dos imágenes tomadas en fechas distintas (producto llamado interferograma). Sin embargo, los retardos generados en cada adquisición impiden alcanzar dicho nivel de precisión y las deformaciones, objeto de estudio, pueden quedar parcial o totalmente enmascaradas. Es por ello que se deben generar correcciones atmosféricas que permitan disminuir los retardos generados por la presencia de vapor de agua al momento de la adquisición de imágenes SAR.

Ante este escenario, en esta tesis, se ha estudiado la factibilidad de utilizar los productos troposféricos generados por el procesamiento de la red de monitoreo continuo SIRGAS, la cual nuclea

más de 400 estaciones GNSS distribuidas en el continente americano, para la generación de correcciones atmosféricas a aplicar en la técnica DInSAR. Los valores de ZTD de la red SIRGAS-CON, tienen una resolución horaria con una serie de datos continua, a partir del año 2014.

Previo a la generación de mapas troposféricos para DInSAR, se realizó un estudio espacial y temporal del vapor de agua sobre América del Sur, Centro y Caribe. Ante un procesamiento DInSAR, estos análisis son de utilidad para poder caracterizar el comportamiento del IWV y conocer de ante mano las características climáticas que podrían afectar el procesamiento. Para ello, el estudio del IWV se llevó a cabo utilizando las series temporales de las estaciones de la red SIRGAS, para el periodo 2014-2020. La mayoría de las series mostraron una componente estacional con periodo de 12 meses, y de ellas se calculó valores medios, desviaciones estándar, amplitudes y horas de máximo y mínimo contenido de vapor.

Los valores estadísticos computados sobre cada serie temporal de IWV fueron utilizados para caracterizar su comportamiento en cada estación y poder realizar clasificaciones espaciales. Esto se llevó a cabo mediante los polígonos de Voronoi, con los cuales se pudo determinar el área de influencia de cada estación SIRGAS. De esta manera, fue posible establecer zonas donde el vapor de agua tiene mayores variaciones anuales (amplitud), las cuales denotan épocas húmedas y secas. A su vez, mediante el uso de la desviación estándar, se identificaron áreas en las cuales el IWV tiene un comportamiento más aleatorio y zonas donde las series son estables. Finalmente, también se pudo realizar una comparación entre los mapas de valores medios y las zonas climáticas establecidas para América del Sur y Central, encontrando coincidencias entre ambos.

En lo que respecta al procesamiento DInSAR, se consideraron varias áreas de estudio para analizar y caracterizar el retardo atmosférico en diferentes ambientes. Como área de estudio principal, se tomó la provincia de San Juan (Argentina) en la cual se elaboró un procesamiento DInSAR que abarcó el periodo 2014-2018. Las características montañosas del área permitieron estudiar y analizar los diferentes comportamientos de la atmósfera tanto en interferogramas como en series temporales de deformación y se pudieron observar los dos tipos de artefactos atmosféricos referidos en la bibliografía: estratificación y turbulencia.

Los mapas de corrección atmosférica fueron generados mediante la interpolación de los datos de ZTD de estaciones SIRGAS disponibles dentro de un radio de 200 km del área de interés a procesar con DInSAR. Sin embargo, en sitios con escasa cantidad de estaciones GNSS presentes dentro del área procesada y la falta de datos para determinadas fecha y hora hacen que el método no

sea confiable. Ante esto, se decidió calcular los mapas de ZTD con modelos atmosféricos y utilizar las series de ZTD GNSS para su validación. Las series temporales de ZTD también se utilizaron para determinar cuál es la mejor combinación de fechas de imágenes SAR que permitirán generar interferogramas con la menor influencia atmosférica posible.

El ZTD en base al modelo atmosférico de reanálisis ERA5, se determinó utilizando el proceso inverso que el utilizado en SIRGAS, para la determinación del vapor de agua troposférico. El cálculo se llevó a cabo para el periodo 2014-2020 en nodos cercanos a 382 estaciones SIRGAS. Los valores de ZTD obtenidos con ERA5, fueron validados con respecto a los ZTD de SIRGAS, dando diferencias medias de ± 1.5 cm, con desviaciones estándar entre 1 y 2 cm. Sólo el 20% de las estaciones contaron con diferencias superiores a 4 centímetros.

Con la metodología de cálculo de ZTD validada, se procedió a determinar mapas de ZTD para el área de San Juan, junto a áreas pertenecientes a Neuquén y Santa Cruz (Argentina), y dos áreas volcánicas ubicadas en Perú y Colombia. El incremento en las áreas de testeo se debió a la posibilidad de evaluar las correcciones calculadas en áreas climáticas y topográficas diversas. Los resultados fueron comparados con mapas de ZTD, provistos por el servicio GACOS, resultando diferencias medias y desviaciones estándar cercanas a 1.2 cm y a su vez, fueron validados con los datos de ZTD de la red SIRGAS, dando diferencias medias de ± 0.5 cm. Finalmente, los mapas de ZTD fueron aplicados a los interferogramas de las zonas detalladas, mostrando notables disminuciones de las franjas de fase generadas por la atmósfera, demostrando que los mapas efectivamente pueden ser empleados como corrección atmosférica.

Adicionalmente, se complementó el estudio sobre el área de San Juan, mediante la generación de mapas de velocidad media y series temporales de deformación en base a interferogramas corregidos y sin corregir. Las series de deformación generadas con los interferogramas sin corregir muestran un comportamiento periódico coincidente con las épocas de máximo y mínimo contenido de vapor de agua y no permiten visualizar el desplazamiento generado por el terremoto de Illapel, en el año 2015. Sin embargo, la serie generada en base a los interferogramas corregidos muestra una disminución en la periodicidad generada por el contenido de vapor de agua, y permite observar el desplazamiento generado por dicho terremoto.

Por último, se realizó un análisis de las variaciones de ZTD donde se analizó el comportamiento diferencial de los retardos atmosféricos en cada par interferométrico seleccionado y se lo relacionó con las franjas de fase observadas. Este análisis permite determinar que, si se conoce

el ZTD de las fechas de interés, es posible seleccionar la combinación de interferogramas que posean la menor influencia diferencial de retardo troposférico.

Los análisis desarrollados en esta tesis abren la puerta a nuevas líneas de investigación que permitan analizar cuál es la mejor combinación de imágenes que lleven a disminuir la carga atmosférica y a la vez se plantea la necesidad de contar con métodos que permitan cuantificar el rendimiento de las correcciones aplicadas, ya que muchas apreciaciones se basan únicamente en interpretaciones visuales de las imágenes. De las correcciones aplicadas, se determinó que la componente turbulenta de la atmósfera sigue siendo un limitante, por lo que es necesario el estudio de combinaciones con otros modelos y datos para disminuir la influencia de esta componente.

Abstract

Water Vapour is one of the most important constituents of the atmosphere. Studying water vapour distribution and its evolution is crucial for a better understanding of weather and climate. The main problem of this variable is based on its measurement. It relies on expensive instruments with sparse spatial and temporal resolution against its high spatial and temporal. The Earth observation satellites allows a better understanding of geodynamic processes and the behaviour and composition of the atmosphere. Nevertheless, those satellites that require the emission of electromagnetic signal to Earth reveal the need of knowing the delay caused by tropospheric water vapour that increases the time travel of the signal.

The Global Navigation Satellite Systems (such as GPS, GLONASS, GALILEO) allow the computation of these delays, called Zenith Total Delay (ZTD), through the adjustment of geodetic networks. With atmospheric variables, such as pressure and temperature taken over a GNSS site, it is possible to compute the amount of Water Vapour over its atmospheric column. However, other satellites such as Synthetic Aperture Radar (SAR) are affected likewise over the line of sight of its slant path, but without the possibility of computing the delay.

Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR) is a remote-sensing technique for measuring ground deformations (landslides, earthquakes, anthropogenic activity) with sub-centimetric precision. The atmospheric delays prevent this technique to reach the theoretical precision, and therefore, atmospheric corrections should be applied.

Because of this problem, the used of the tropospheric products of the GNSS-SIRGAS network was proposed to generate ZTD maps feasible to be applied in DInSAR. The network is realized by 400 stations along Central and South America and provides an hourly value of ZTD since 2014. These data were used to compute time series at each site and to identify common behaviour in groups of stations.

With statistical values as mean, standard deviation and amplitude of the signal, it was possible to identify groups of sites with similar behaviour, allowing to stablish climatic areas in correspondence to global classifications. These characterizations permit the comprehension of atmospheric motion allowing the user to know what to expect prior to the DInSAR process.

The main area of interest (AOI) was San Juan Province (Argentina). A DInSAR process was computed with a time span between 2014-2018. The presence of mountain areas allowed the comprehension and influence of the two main atmospheric artifacts, stratification and turbulence, in both interferograms and time series.

The first results were generated using SIRGAS stations within 200 km from the AOI but due to the reduced number of stations and missing data, this network is not reliable for atmospheric solutions in DInSAR. The solution proposed was based on atmospheric models and the SIRGAS ZTD was used for validation. The ZTD from the ERA5 model was computed with the inverse process employed for the SIRGAS Centers to compute Water Vapour. The validation of ZTD values was made using 382 stations of the forementioned network between 2014-2020, giving a mean value of ± 1.5 cm, with a standard deviation between 1 to 2 cm. Only the 20% of the stations presented a mean difference higher than 4 cm.

With the ZTD as input, the maps were calculated for the AOI in addition to other areas, with the propose of testing the maps over different climatic areas. The new areas were Neuquén and Santa Cruz (Argentina) and two volcanic areas located in Perú and Colombia. The final maps were compared with high resolution maps from the GACOS service, giving a mean and standard deviation of 1.2 cm. The final step was to apply the maps to each interferogram noticing that several atmospheric fringes were properly removed. Two mean velocity maps were computed with and without atmospheric corrections. Interferograms without corrections led to a deformation time series with a seasonal effect caused by Water Vapour. Nevertheless, interferograms with atmospheric corrections removes the seasonal effect and allow to identify a leap induced by the Illapel Earthquake in 2015.

Another study was based on the SIRGAS ZTD through the generation of time series to establish which seasons should be avoided to reduce the influence of atmosphere in each interferogram. Moreover, the knowledge of ZTD of each acquisition will allow the proper combinations of dates that leads to the minimum influence of the atmosphere in DInSAR.

The works carried out in this Thesis led to new research lines for the development of advance statistical criteria for the selection of dates that diminished the atmospheric contribution in time series. It also stablishes the necessity of performance evaluations since corrections rely only on visual differences or basic statistics. Finally, there is still a need to reduce the random component of the atmosphere and therefore, another models or data should be used.

Lista de abreviaciones

DEM	Digital Elevation Model - Modelo Digital de Elevaciones
DInSAR	Diferencial SAR Interferometry
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GACOS	Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR
GAMs	Global Atmospheric Models
GNSS	Global Navigation Satellite System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
IAG	International Association of Geodesy
IDW	Inverse Distance Weighted interpolation
IGS	International GNSS Service
InSAR	SAR Interferometry
ITD	Iterative Tropospheric Decomposition Model
IWV	Integrated Water Vapour
LOS	Line Of Sight
RAMSAC	Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo
SAR	Syntetic Aperture Radar - Radar de Apertura Sintética
SBAS	Small BAseline Subset
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
UTC	Coordinated Universal Time
ZHD	Zenith Hydrostatic Delay
ZTD	Zenith Total Delay
ZWD	Zenith Wet Delay

Lista de contenidos

1	Introducción.....	7
1.1	Motivación.....	7
1.2	Problema e hipótesis	8
1.3	Objetivos	9
1.3.1	Objetivo General.....	9
1.3.2	Objetivos específicos.....	9
1.4	Contribuciones	9
1.4.1	Publicaciones y presentaciones.....	10
1.4.2	Otras publicaciones	11
2	Vapor de agua troposférico	14
2.1	Introducción: La atmósfera.....	14
2.1.1	Estructura química.....	14
2.1.2	Estructura física	15
2.1.3	Interacción con la energía incidente.....	16
2.2	Vapor de Agua.....	18
2.2.1	Técnicas utilizadas en la determinación de Vapor de Agua.....	18
3	Teledetección: Interferometría de Imágenes de Radar de Apertura Sintética.....	26
3.1	Introducción a la teledetección	26
3.1.1	Sensor activo: Radar de Apertura Sintética.....	27
3.2	Distorsiones por topografía	30
3.3	Interferometría de imágenes de radar	32
3.3.1	Decorrelación	34
3.4	Interferometría diferencial	38
3.4.1	Limitaciones.....	40
3.4.2	Desenrollado de fase	42
3.4.3	Patrones de deformación	43
3.4.4	Series de tiempo DInSAR.....	48

4	Errores atmosféricos en DInSAR.....	52
4.1	Estratificación.....	53
4.1.1	Influencia en DInSAR	54
4.2	Turbulencia.....	61
4.2.1	Influencia en DInSAR	62
4.3	Influencia de la atmósfera en las series de tiempo	65
4.4	Correcciones atmosféricas. Estado del arte	66
5	Aportes al cálculo y análisis de IWV.....	68
5.1	Cálculo de IWV a partir de ZTD	68
5.2	Análisis del comportamiento del IWV desde la red SIRGAS-CON.....	70
5.2.1	Influencia de la latitud.....	71
5.2.2	Influencia de la altura	72
5.2.3	Influencia de altura y latitud.....	75
5.2.4	Análisis espacial.....	76
5.2.5	Tendencia.....	90
5.3	Conclusiones	93
6	Aportes al cálculo y análisis del ZTD.....	96
6.1	Cálculo de ZTD a partir de observaciones GNSS.....	96
6.2	Cálculo de ZTD desde modelos atmosféricos	97
6.2.1	Consideraciones para la superficie de referencia	99
6.2.2	Validaciones.....	101
6.3	Cálculo de mapas de alta resolución de ZTD.....	105
6.3.1	Modelo de descomposición troposférico iterativo	105
6.4	Análisis del comportamiento del ZTD	107
6.4.1	Variaciones horarias del ZTD	108
6.5	Conclusiones	110
7	Aportes al uso de ZTD como corrección atmosférica en DInSAR.....	112
7.1	Áreas de aplicación.....	112
7.1.1	Volcán Sotará.....	114
7.1.2	Volcán Sabancaya	116

7.1.3	San Juan	117
7.1.4	Volcán Domuyo.....	119
7.1.5	Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia)	121
7.2	Uso del ZTD para el cálculo de correcciones atmosféricas en DInSAR	122
7.2.1	Utilizando la Red SIRGAS-CON.....	122
7.2.2	Consideraciones para la interpolación temporal	129
7.2.3	Combinación SIRGAS + ERA5	130
7.2.4	Utilizando ERA5	134
7.3	Correcciones atmosféricas en DInSAR	144
7.3.1	Correcciones aplicadas en Interferogramas.....	144
7.3.2	En series de tiempo de deformación	149
7.4	Conclusiones	156
8	Consideraciones para la minimización de efectos atmosféricos en DInSAR.....	158
8.1	Mediante series de tiempo de ZTD	158
8.2	Mediante valores puntuales de ZTD.....	162
8.2.1	Método cualitativo	163
8.2.2	Validación cuantitativa utilizando la red SIRGAS.....	175
8.3	Mediante datos meteorológicos in-situ.....	178
8.4	Conclusiones	183
9	Conclusiones finales.....	186
9.1	Capítulo 5: Sobre los aportes al cálculo y análisis de IWV	186
9.2	Capítulo 6: Sobre los aportes al cálculo y análisis del ZTD	188
9.3	Capítulo 7: Sobre los aportes al uso de ZTD como corrección atmosférica en DInSAR.....	189
9.4	Capítulo 8: Sobre la minimización de efectos atmosféricos en DInSAR	191
9.5	Limitaciones y trabajos a futuro	193
10	Referencias	195
	Anexo I	206
	Anexo II.....	209
	Anexo III	218
	Anexo IV	219

Índice de figuras

Figura 1: Capas de la atmósfera. Fuente: Elaboración propia basado en Wallace, 2001.....	16
Figura 2: Perfil de temperatura y presión atmosférica generado desde medición de radiosondeo. Línea punteada indica el comienzo de la tropopausa. Fuente: Elaboración propia	19
Figura 3: Estaciones de radiosondeo activas al 2021. Fuente: Elaboración propia desde base de datos de National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)	20
Figura 4: Radiómetro MIAWARA-C instalado en Zugspitze. Fuente: Straub et al., 2010.....	21
Figura 5: Red del Servicio Internacional de GNSS. Fuente: Elaboración propia basado en IGS.....	23
Figura 6: Red de radiosondeo y diferentes redes GNSS para Argentina y países limítrofes. Fuente: Elaboración propia desde base de datos del IGN, IGS, SIRGAS y NOAA.....	25
Figura 7: Diagrama de dispersión del pulso emitido por el sensor SAR. Fuente: Elaboración propia	27
Figura 8: Geometría de adquisición SAR. Fuente: Elaboración propia basado en Lanari, 1999	28
Figura 9: Esquema de adquisición de una imagen desde un radar de apertura sintética. Fuente: Elaboración propia basado en Lanari, 1999.....	30
Figura 10: Distorsiones a causa de la topografía. A. Acortamiento. B. Inversión. C. Sombra. Fuente: elaboración propia basado en Hansen, 2001.....	31
Figura 11: Esquema de captura de datos. Desde una posición del sensor (a), todos los puntos se encuentran a una distancia r , mientras que desde dos posiciones del sensor (b) se resuelve la ambigüedad y cada punto queda ubicado en un plano de referencia. Fuente: Elaboración propia basado en Lanari, 1999	32
Figura 12: Interferograma topográfico, geometría SAR, sobre el yacimiento Barrancas (Mendoza, Argentina). Las franjas de colores indican los cambios de fase entre $-\pi$ (rojo) y π (azul). Fuente: Euillades (2017).....	33

Figura 13: Ejemplo de decorrelación temporal en zona agrícola. A medida que la línea de base temporal aumenta, los interferogramas se observan ruidosos a causa de la pérdida de coherencia en la superficie. Fuente: Elaboración propia.....	36
Figura 14: Ejemplos de mapas de coherencia de Las Heras (Santa Cruz, Argentina). Btemp: Línea de base temporal. Bperp: Línea de base perpendicular. Los valores cercanos a 0 indican baja coherencia. Cada imagen tiene como referencia la fecha 27/11/2017. Fuente: Elaboración propia.....	37
Figura 15: Geometría de adquisición DInSAR. Fuente: Elaboración propia basado en Hanssen, 2001	38
Figura 16: Esquema de alargamientos y acortamientos de la señal de acuerdo a la orientación de la deformación. Fuente: Elaboración propia basado en Mastro et al., 2020.....	41
Figura 17: Ejemplos entre interferogramas enrollados (izquierda) y desenrollados (derecha). Fechas que conforman el par: 04/07/2019 y 23/04/2019 - Sensor SENTINEL-1. Fuente: Elaboración propia basado en Camisay et al., 2020.....	42
Figura 18: Ejemplo de fase enrollada (roja) y desenrollada (azul). Fuente: (Euillades, 2017)	43
Figura 19: Patrón de deformación de efecto sísmico. Interferograma entre 04/07/2019 y 23/04/2019 - Sensor SENTINEL-1. Fuente: Elaboración propia basado en Camisay et al., 2020.	44
Figura 20: Patrón de deformación provocado por fenómenos volcánicos. Interferograma entre las fechas 12/11/2014 y 15/09/2017 – Sensor Sentinel 1. Fuente: Elaboración propia en base a Boixart et al., 2020.....	45
Figura 21: Patrón de deslizamiento en las Sierras de Ambato, Catamarca. Fuente: Elaboración propia basado en Luna et al., 2021	46
Figura 22: Interferograma entre las fechas 07/01/2016 y 24/04/2017 - Sensor Sentinel 1. Fuente: Elaboración propia basado en Isuani et al., 2017	47
Figura 23: Esquematización de la velocidad media de deformación obtenida con la técnica SBAS. Los puntos indican cada adquisición. Fuente: Elaboración propia basado en Berardino et al., 2002.....	51
Figura 24: Ejemplificación de distintos estados atmosféricos en dos tiempos con homogeneidad en el índice de refracción en cada nivel horizontal. Fuente: Elaboración propia basado en Hanssen, 2001.	54

Figura 25: Mapa de ubicación y DEMs en geometría SAR, sobre el área de San Juan, Argentina. Fuente: Elaboración propia.....	56
Figura 26: Ejemplos de estratificación atmosférica. Columna izquierda: Interferogramas enrollados. Columna derecha: gráficos de fase vs altura en metros. Fuente: Rosell et al., 2019	57
Figura 27: Ejemplos de interferograms con turbulencia atmosférica. Columna izquierda: Interferogramas enrollados. Columna derecha: gráficos de fase vs altura en metros.	58
Figura 28: Perfil de elevaciones sobre Volcán Sabancaya, Perú. Fuente: Elaboración propia basado en Boixart et al., 2020.	59
Figura 29: Fase enrollada sobre el volcán Sabancaya y el Cañón del Colca con curvas de nivel superpuestas. Los números corresponden a las cotas de las curvas de nivel principales. A la derecha, sus correspondientes gráficos de correlación entre fase desenrollada y altura. Fuente: Elaboración propia.	60
Figura 30: Ejemplificación de distintos estados atmosféricos en dos tiempos distintos con heterogeneidad en los niveles horizontales. Fuente: Elaboración propia basado en Hanssen, 2001.	61
Figura 31: Distintos artefactos atmosféricos para la misma zona: (a) Turbulencia y (b) estratificación. Fuente: Elaboración propia basado en Camisay et al. 2020.	63
Figura 32: Ejemplos de turbulencia atmosférica. Columna izquierda: Interferogramas enrollados. Columna derecha: Correlación fase vs altura en metros. Fuente: Rosell et al., 2019.....	64
Figura 33: (a) Mapa de deformación. (b) Series temporales tomadas en 3 puntos. (c) Parámetros meteorológicos. Fuente: Samsonov et al. (2014)	65
Figura 34: Estaciones de la red SIRGAS-CON.....	71
Figura 35: Influencia de la latitud en el comportamiento del IWV. La línea horizontal representa el valor medio para la estación.....	72
Figura 36: Influencia de la altura en el comportamiento del IWV.	74
Figura 37: Promedio del IWV en función de la latitud, altura y desviación estándar.....	75

Figura 38: Ejemplificación de los polígonos de Voronoi. Las líneas negras unen los puntos de control mientras que las azules son sus mediatrices. La unión de las mediatrices conforma el área de influencia de cada punto utilizado. Fuente: Favorskaya & Jain, 2017.....	77
Figura 39: Promedio (mean) de IWV para la extensión geográfica de la red SIRGAS.....	78
Figura 40: Influencia de la altura en la zona inter cordillerana de Colombia.....	79
Figura 41: Influencia de la altura, latitud y distancia a la costa, en Brasil.....	81
Figura 42: Amplitud (Amplitude) del IWV para la extensión geográfica de la red SIRGAS. En amarillo, estaciones SIRGAS seleccionadas para analizar la variabilidad.....	82
Figura 43: Variaciones de amplitud en estaciones de igual promedio de IWV.....	83
Figura 44: Promedios mensuales para estaciones seleccionadas.....	84
Figura 45: Análisis de la distribución de valores medios de IWV con respecto a la región climática. Se ilumina en cada mapa la región climática correspondiente según Peel et al. (2007).....	85
Figura 46: Mapa de distribución de estaciones SIRGAS con sus valores de IWV medios (mean) y su desviaciones estándar (Stdv).....	87
Figura 47: Hora Universal (UTC) donde el contenido de vapor de agua es máximo.....	89
Figura 48: Hora Universal (UTC) donde el contenido de vapor de agua es mínimo.	89
Figura 49: Tendencia (Trend) del IWV para la extensión geográfica de la red SIRGAS.....	91
Figura 50: Serie de tiempo y recta de ajuste para estación CESB (Brasil).....	92
Figura 51: Serie de tiempo y recta de ajuste para estación CHAC (Argentina).....	92
Figura 52: Comparación entre las pendientes de las rectas de ajuste a las series de IWV calculadas con radiosondeos (RS) y GNSS.....	93
Figura 53: Efecto de la refracción atmosférica en la configuración geométrica de los satélites GNSS. Las líneas sólidas corresponden a la observación real, mientras que las líneas punteadas corresponden a la posición aparente del satélite. Fuente: Elaboración propia.....	96
Figura 54: Diferencia de altura (delta h) entre la superficie de referencia del ERA5 y el DEM SRTM30, en metros [m]. Fuente: Elaboración propia.....	100

Figura 55: Histograma de las diferencias entre superficies de referencia. Izquierda: Histograma completo. Derecha: Zoom a valores centrales. Fuente: Análisis estadístico de QGIS (v. 3.10.6.).....	100
Figura 56: Validación del ZTD_{ERA5} en estaciones SIRGAS. Los colores representa la media de las diferencias ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$) y el tamaño, la desviación estándar (SD). Valores en centímetros....	101
Figura 57: Histograma de las diferencias medias ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$). Fuente: Análisis estadístico de Qgis (v. 3.10.6.).....	102
Figura 58: Comparación entre los promedios de las diferencias $ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$ contra las diferencias en alturas (ERA5 - DEM SRTM30).....	102
Figura 59: Ejemplos de dos estaciones con máximas diferencias ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$).....	103
Figura 60: Ejemplos de dos estaciones con mínimas diferencias ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$).....	104
Figura 61: Ejemplo de mapa de ZTD obtenido del servicio GACOS. El ZTD, calculado en metros, corresponde al 16/05/2020 para las 11:29 UTC. Fuente: GACOS ⁵	107
Figura 62: Serie de tiempo comparativa entre 4 estaciones GNSS pertenecientes a zonas climáticas distintas. Fuente: Elaboración propia en base a ZTD de SIRGAS.....	108
Figura 63: Máximas diferencias horarias de ZTD.	109
Figura 64: Variaciones horarias del promedio de 7 años en ZTD para estaciones SIRGAS.....	110
Figura 65: Mapa de ubicación de las área seleccionadas. Mapa base: Google Satellite.....	114
Figura 66. Área de estudio utilizada en órbita ascendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	115
Figura 67: Área de estudio utilizada en órbita Descendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	115
Figura 68: Área de estudio utilizada en órbita Descendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	116
Figura 69: Área de estudio utilizada en órbita ascendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	118
Figura 70: Área de estudio utilizada en órbita descendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	118

Figura 71: Área de estudio utilizada con el satélite SAOCOM. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	120
Figura 72: Área de estudio utilizada con el satélite Sentinel. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	120
Figura 73: Área de estudio utilizada en órbita descendente. Los DEMs enrollados y desenrollados se observan en geometría SAR.	121
Figura 74: Área de estudio y estaciones SIRGAS seleccionadas (Buffer de 200 km)	123
Figura 75: Imágenes de ZTD generados con productos troposféricos de SIRGAS. Las áreas negras no contienen datos. Fecha en formato YYYY-MM-DD.....	123
Figura 76: Diferencias de ZTD enrolladas, entre dos fechas, donde se observan las discontinuidades generadas por el uso de diferente número de estaciones en cada píxel	125
Figura 77: Diferencias de ZTD enrolladas, entre dos fechas, generadas en base a ZTD interpolado desde el total de las estaciones SIRGAS disponibles.....	126
Figura 78: Diferencias medias (mean) y desviaciones estándar (sd) por cada fecha analizada	128
Figura 79: Diferencias máximas (max) y mínimas (min) de las diferencias calculadas entre los mapas de ZTD	128
Figura 80: Mapas de variación de ZTD enrollado, entre dos fechas, utilizando datos de modelo atmosférico y productos troposféricos de la red SIRGAS.	131
Figura 81: Distribución de estaciones SIRGAS, ficticias y nodos del modelo. Las alturas y las variaciones de ZTD están expresados en metros	133
Figura 82: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. Volcán Sotara, órbita Ascendente.....	136
Figura 83: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. Volcán Sotara, órbita Descendente.....	136
Figura 84: Diferencias d $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. Volcán Sabancaya y Cañon del Colca. Órbita descendente.	137
Figura 85: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$ San Juan. Órbita ascendente. Las áreas indicadas en círculos negros señalan artefactos generados por el propio método de interpolación utilizado.	137
Figura 86: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$ San Juan. Órbita descendente.	138

Figura 87: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$ para Volcán Domuyo. Sensor: SAOCOM 1A.....	138
Figura 88: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{era5}$ para volcán Domuyo. Sensor: Sentinel 1a.....	139
Figura 89: Diferencias $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. zona patagónica.....	139
Figura 90: Comparación entre los ZTD de GACOS, ERA5 y SIRGAS, para la estación UNSJ.	142
Figura 91: Comparación entre los ZTD de GACOS, ERA5 y SIRGAS, para la estación CSLO.....	143
Figura 92: Diferencias entre los ZTD de GACOS y ERA5, con respecto a SIRGAS, para la estación CSLO.	143
Figura 93: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para Sabancaya. El interferograma se calculó utilizando imágenes SENTINEL-1A, en pasada Descendente.....	145
Figura 94: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para Sabancaya. El interferograma se calculó utilizando imágenes SENTINEL-1A, en pasada Descendente.....	145
Figura 95: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área de San Juan. El interferograma se calculó utilizando imágenes SENTINEL-1A, en pasada ascendente.....	146
Figura 96: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área de San Juan. El interferograma se calculó utilizando imágenes SENTINEL-1A, en pasada ascendente.....	146
Figura 97: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área de Domuyo. El interferograma se calculó utilizando imágenes SAOCOM-1A.....	147
Figura 98: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área de Domuyo. El interferograma se calculó utilizando imágenes SAOCOM-1A.....	147
Figura 99: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área Patagónica. El interferograma se calculó utilizando imágenes Sentinel-1A.....	148
Figura 100: Comparación entre interferogramas sin corregir y corregidos, para el área Patagónica. El interferograma se calculó utilizando imágenes Sentinel-1A.....	148
Figura 101: Variación en las Coordenadas de las estaciones UNSJ y CSLO, en latitud (azul), longitud (verde) y altura (rojo). Datos de la Red RAMSAC entre el 12 y 19 de septiembre, procesados por el Servicio Canadiense de procesamiento GNSS.....	149

Figura 102: Mapa de velocidad media de deformación, calculado con interferogramas sin corregir.	150
Figura 103: Comparación entre serie de deformación DInSAR sin corregir (rojo) y datos GNSS de UNSJ proyectados en LOS (negro)	151
Figura 104: 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.	152
Figura 105: Mapa de velocidad media de deformación, calculado con interferogramas corregidos con ERA5.....	153
Figura 106: Serie de comparación entre DInSAR corregidas (rojo) y datos GNSS proyectados en LOS (negro) en estación UNSJ.....	154
Figura 107: Series de deformación comparativas con y sin corrección atmosférica. La línea vertical indica la fecha del evento sísmico.....	155
Figura 108: Series de tiempo de ZTD para estaciones argentinas. La órbita ascendente corresponde a las 10 y 11 UTC, mientras que la descendente corresponde a las 23 UTC.....	160
Figura 109: Series de tiempo de ZTD para estaciones peruanas (AREQ y AQ01) y colombianas (PSTO y NEVA). La órbita ascendente corresponde a las 10 UTC, y la descendente a las 23 UTC.....	161
Figura 110: Interferogramas sobre Volcán Domuyo y serie de tiempo de ZTD sobre estación MGUE. Sensor SAOCOM 1A (SA1).....	164
Figura 111: Interferogramas sobre Volcán Domuyo y serie de tiempo de ZTD sobre estación ANTC. Sensor SAOCOM 1A (SA1).....	165
Figura 112: Interferogramas sobre Volcán Sabancaya y Cañón del Colca y serie de tiempo de ZTD sobre estación AREQ. Sensor SENTINEL1A-B.	166
Figura 113: Interferogramas sobre Volcán Sabancaya y Cañón del Colca y serie de tiempo de ZTD sobre estación AQ01. Sensor SENTINEL1A-B.....	167
Figura 114. Interferogramas sobre San Juan y serie de tiempo de ZTD sobre estación CSLO. Sensor SENTINEL1A-B.	169
Figura 115: Interferogramas sobre San Juan y serie de tiempo de ZTD sobre estación UNSJ. Sensor sentinel1A-B.	170

Figura 116: Interferogramas sobre San Juan y serie de tiempo de ZTD sobre estación CSLO. Sensor SENTINEL1A-B.....	171
Figura 117: Variación de ZTD entre estación CSLO y UNSJ para las fechas que conforman el par ..	173
Figura 118: Perfil topográfico realizado en base al DEM SRTM30 para la línea recta que une las estaciones CSLO y UNSJ.....	174
Figura 119: Interferogramas estratificados del área de San Juan.....	176
Figura 120: interferogramas sin estratificación del área de San Juan.....	177
Figura 121: Mapa de ubicación de estaciones SIRGAS y Radiosondeos, para Argentina.	180
Figura 122: Resultados de las correlaciones cruzadas entre variables meteorológicas de radiosondeo y ZTD de estaciones SIRGAS.....	182
Figura 123: Serie temporal para el punto de rocío en estaciones de radiosondeo (puntos azules) contra el ZTD obtenido desde GNSS (puntos rojos).....	183

Índice de tablas

Tabla 1: Elementos químicos que componen la atmósfera. Fuente: Traducido de Wallace, 2001.....	15
Tabla 2: Comparación entre técnicas de medición de Vapor de Agua en Argentina.....	24
Tabla 3. Posiciones de estaciones SIRGAS y su valor promedio de IWV en función de la altura	72
Tabla 4. Posiciones de estaciones SIRGAS seleccionadas y su valor de IWV medio en función de la latitud	73
Tabla 5: Cantidad de estaciones que tienen máximos y mínimos en los intervalos horarios determinados	90
Tabla 6: Ejemplos de variaciones de ZTD en estaciones cercanas.....	104
Tabla 7: Posiciones de estaciones SIRGAS y su valor promedio de ZTD	108
Tabla 8. Resumen de las principales características de los procesamientos utilizados	113
Tabla 9: Resultados de interpolaciones temporales en mapas de ZTD.....	129
Tabla 10: Resumen de comparaciones entre ZTD_{GACOS} y ZTD_{ERA5}	135
Tabla 11: Resumen de las diferencias para los ejemplos mostrados en la Figura 82 a la Figura 89.....	135
Tabla 12: Resumen de las diferencias entre GACOS y ERA5 con respecto a SIRGAS	142
Tabla 13: Resumen de estaciones SIRGAS utilizadas	159
Tabla 14: Resumen de datos para pares interferométricos 120 y 45.....	176
Tabla 15: Resumen de datos para pares interferométricos 35 y 129.....	177
Tabla 16: Resumen de estaciones SIRGAS y Radiosondeos utilizadas.....	180
Tabla 17: Resumen de valores medios de IWV y su Desvío estándar de acuerdo a la región climática	187

1 Introducción

1.1 Motivación

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).

Si bien mucho se conoce del vapor de agua y su incidencia sobre el planeta, la caracterización de la distribución espacio-temporal del mismo aún presenta limitaciones. Un mejor conocimiento de esta variable permitiría una mejor comprensión de los procesos atmosféricos, facilitando así también la previsión meteorológica. Sin embargo, 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.

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 lanzadas en lugares específicos a las 0hs y 12hs de UTC (Tiempo Universal Coordinado). Estas se han complementado a partir de las mediciones radiométricas sobre los mares y océanos con los radiómetros a bordo de satélites. Este método tiene la desventaja de una baja resolución espacial y temporal. (Ortiz et al. 2008)

2) Extracción del vapor de agua a partir de los retardos cenitales troposféricos 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.

3) Más recientemente, se han propuesto técnicas basadas en el procesamiento interferométrico diferencial de imágenes de Radar de Apertura Sintética (DInSAR), que permiten caracterizar el Vapor de Agua Precipitable, con una elevada resolución espacial (un punto cada 100m o mejor) aunque con una menor resolución temporal (Hanssen, 2001; Mateus et al., 2013). La técnica DInSAR (Massonnet & Feigl, 1998) está basada en el aprovechamiento de la información de fase contenida en imágenes SAR. La fase interferométrica está directamente relacionada con la distancia entre el satélite y la superficie terrestre, y afectada por el índice de refracción del medio atravesado, es decir la atmósfera. Por lo tanto, contiene información relacionada con la topografía, la deformación cortical, y las variaciones de vapor de agua contenido en la atmósfera al momento de las adquisiciones (Hanssen, 2000).

1.2 Problema e hipótesis

El problema que se plantea resolver en esta tesis está relacionado directamente con la influencia que genera el vapor de agua cuando se aplica la técnica DInSAR sobre un área de estudio. El vapor de agua genera que la velocidad de propagación de la señal que emite un SAR disminuya y, por lo tanto, requiera más tiempo en llegar al objetivo. Este incremento en el tiempo de propagación se traduce en un incremento en la distancia percibida si se considera una velocidad de propagación constante. A causa de esto, se buscó aplicar y desarrollar métodos que, mediante el análisis del comportamiento del vapor de agua en una zona, permitan generar correcciones atmosféricas posibles de ser aplicadas a la técnica DInSAR.

Ya que el efecto del retardo a causa del vapor de agua ocurre en otras técnicas geodésicas, y el cual debe ser calculado a fin de lograr precisiones del orden del centímetro, se estudió la factibilidad del uso de los valores de retardo cenital troposférico (ZTD) en estaciones GNSS para la generación de correcciones atmosféricas. Por ello, se generó la hipótesis de que la red de estaciones GNSS perteneciente a la red SIRGAS, permite la generación de series temporales y mapas en alta resolución de ZTD con el fin de analizar, corregir y minimizar la influencia del vapor de agua en la técnica de interferometría diferencial SAR.

1.3 Objetivos

En base a la hipótesis establecida, se determinaron los siguientes objetivos a cumplir:

1.3.1 Objetivo General

Implementar una estrategia de procesamiento que permita minimizar la influencia atmosférica en Interferometría SAR, mediante la contribución de los retardos troposféricos desde GNSS y ERA5.

1.3.2 Objetivos específicos

Del objetivo general, se desprenden los siguientes objetivos específicos:

- Definir una estrategia de cálculo del vapor de agua atmosférico integrado (IWV) desde observaciones GNSS e implementar un proceso automatizado desde el procesamiento diario de la red SIRGAS-CON.
- Analizar la variabilidad espacio temporal del IWV, sobre la región, partiendo de la serie temporal de IWV generada sobre todas las estaciones GNSS continuas participantes del cálculo.
- Analizar la variabilidad del retardo troposférico, sobre las estaciones GNSS SIRGAS continuas de la región.
- Combinar de manera sistemática los resultados obtenidos mediante GNSS y DInSAR analizando la complementariedad de estos para proveer soluciones atmosféricas en DInSAR.
- Identificar una estrategia que permita minimizar los errores en la generación de series temporales de deformación DInSAR, mediante el uso de productos troposféricos de SIRGAS.

1.4 Contribuciones

Las contribuciones más importantes de esta tesis son:

- Generación de series temporales de ZTD que permiten caracterizar el comportamiento del vapor de agua a lo largo del área geográfica que cubre la Red SIRGAS.

- Análisis de la influencia de la altura y la latitud en el comportamiento del IWV para la caracterización climática de las áreas de interés.
- Desarrollo de mapas de ZTD utilizados como correcciones atmosféricas en la técnica DInSAR.
- Generación de una metodología que permite disminuir la carga atmosférica presente en la técnica DInSAR fundamentada en el análisis espacial y temporal de las series de ZTD obtenidos de la red SIRGAS.

1.4.1 Publicaciones y presentaciones

La divulgación de los resultados parciales de esta tesis se realizó mediante las siguientes publicaciones y presentaciones en congresos nacionales e internacionales:

2019. "High resolution ZTD maps from SIRGAS-CON Network in Central West Argentina". **Rosell, Patricia**; Mackern, Virginia; Euillades, Pablo; Euillades, Leonardo; Mateo, Laura. International SIRGAS Symposium (Geocentric Reference System for the Americas). Rio de Janeiro, Brasil. URL: http://www.sirgas.org/en/sirgas-symposia/rio_2019/

2019. "Mitigation of atmospheric noise in DInSAR technique". **Patricia A. Rosell**, Leonardo D. Euillades, Pablo A. Euillades. 2017 XVIII Workshop on Information Processing and Control (RPIC), Bahía Blanca, 2019. DOI: 10.1109/RPIC.2019.8882133. Electronic ISBN: 978-1-7281-2363-9. ULR: <https://ieeexplore.ieee.org/document/8882133>

2018. "Correcciones troposféricas en interferometría SAR". **Rosell, Patricia A.**, Balbarani, Sebastián, Euillades, Pablo, Gonzalez Romo, Agustín, Weidmann, Tomás, Lopez Noreña, Ana I. X Jornadas de Investigación. 22 a 26 de Octubre. Revista Jornadas de Investigación. p61. Editorial UMAZA. ISSN 2314-2170. Universidad Juan Agustín Maza. Mendoza. ULR: <http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/815>

2018. "Modelado espacial de vapor de agua por medio del retardo cenital troposférico de las estaciones SIRGAS para Argentina". **Rosell, P.A.**, Mackern, M.V., Mateo, M.L., Camisay, M.F., Morichetti P.V. International SIRGAS Symposium. Aguascalientes, México. 9 a 12 de Octubre. Poster. ULR: http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Bol23/24_Rosell_et_al_2018_vapor_agua_Argentina_Poster.pdf

1.4.2 Otras publicaciones

Los trabajos realizados en esta tesis permitieron la colaboración en diversos proyectos de investigación, cuyos resultados se vuelcan en las siguientes publicaciones:

2021. "Recent advancements in multi-temporal methods applied to new generation SAR systems and applications in South America". Pablo Euillades, Leonardo Euillades, Antonio Pepe, Pietro Mastro, Francesco Falabella, Pasquale Imperatore, Yixian Tang, **Patricia Rosell**. Journal of South American Earth Sciences. ISSN 0895-9811. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103410>.

2021. "Detection of active landslides by DInSAR in Andean Precordillera of San Juan, Argentina". Gemma Acosta, Aixa Rodríguez, Pablo Euillades, Leonardo Euillades, Francisco Ruiz, **Patricia Rosell**, Marcos Sanchez, Flavia Leiva, Juan Ariza, Héctor García. Journal of South American Earth Sciences, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103205>

2020. "First assessment of the interferometric capabilities of SAOCOM-1A: New results over the Domuyo Volcano, Neuquen Argentina". Y. Roa, **P. Rosell**, A. Solarte, L. Euillades, F. Carballo, S. Garcia, P. Euillades. Journal of South American Earth Sciences, ISSN 0895-9811, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102882>

2020. "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." Mackern, María Virginia; Camisay, María Fernanda; Mateo, María Laura; **Rosell, Patricia**; González, Agustín; Weidman, Tomás. Revista ICU (Investigación, Ciencia Y Universidad). Vol4 (Nº5). ISSN: 2525-1783. ULR: <http://revistas.umaza.edu.ar/index.php/icu/article/view/344/260>

2020. "Productos troposféricos de SIRGAS. ¿Qué son? ¿Para qué sirven? Estado al 2020 y perspectivas futuras." Mackern, María Virginia; Camisay, María Fernanda; Mateo, María Laura; **Rosell, Patricia**; González, Agustín; Weidman, Tomás. III Jornadas de Investigación, Ciencia y Universidad - Universidad Juan Agustín Maza. ULR: <http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/2070>

2020. "Análisis meteorológico regional, influencia del fenómeno El Niño y La Niña. Anomalías de humedad ¿Pandemia o coincidencia?". **Rosell, Patricia**; González, Agustín; Mackern, María Virginia; Camisay, María Fernanda; Mateo, María Laura; Weidman, Tomás. III Jornadas de Investigación,

Ciencia y Universidad - Universidad Juan Agustín Maza. ULR:
<http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/2071?show=full>

2020. "Sismos en Ridgecrest, California. Cálculo de desplazamientos sísmicos mediante GNSS y su comparación con instrumentos sismológicos." Camisay, María Fernanda; Weidman, Tomás; Mateo, María Laura; González, Agustín; **Rosell, Patricia**; Mackern, María Virginia; III Jornadas de Investigación, Ciencia y Universidad - Universidad Juan Agustín Maza. ULR:
<http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/2064>

2019. "Mejoras en el cálculo del IWV de SIRGAS a partir de la disponibilidad del ERA5". P.V. Morichetti, M.V. Mackern, M.F. Camisay, M.L. Mateo, **P. Rosell**, G. Granados. International SIRGAS Symposium (Geocentric Reference System for the Americas). Rio de Janeiro, Brasil. URL:
http://www.sirgas.org/en/sirgas-symposia/rio_2019/

2019. "Validación del vapor de agua troposférico obtenido desde los ZTD ajustados de la red latinoamericana SIRGAS-CON mediante radiosondeos". M.L. Mateo, M.V. Mackern, M.F. Camisay, P. Morichetti, **P. Rosell**, G. Granados. International SIRGAS Symposium (Geocentric Reference System for the Americas). Rio de Janeiro, Brasil. URL: http://www.sirgas.org/en/sirgas-symposia/rio_2019/

2019. "Retardo troposférico estimado en las estaciones GNSS de SIRGAS y su validación con respecto a estimaciones del IGS y radiosondeo". Mackern, María Virginia; Camisay, María Fernanda; Mateo, María Laura; Rivera, Juan; **Rosell, Patricia**; Morichetti, Paola Vanesa; Weidman, Tomás; González, Agustín. Revista Jornadas de Investigación - UMaza - 2019 - ISSN 2314-2170. pp 39. ULR:
<http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/1345>

2019. "Análisis y selección de datos meteorológicos a ser utilizados en el cálculo de vapor de agua integrado desde GNSS, a tiempo cuasi real". González, Agustín; Weidman, Tomás; Mackern, María Virginia; **Rosell, Patricia**; Camisay, María Fernanda; Mateo, María Laura; Morichetti, Paola Vanesa. Revista Jornadas de Investigación - UMaza - 2019 - ISSN 2314-2170. pp 62. ULR:
<http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/1283>

2018. "Measurement of interseismic crustal deformation in San Juan, Argentina, by Satellite Radar Interferometry". **Patricia A. Rosell**, Pablo Euillades, Leonardo Euillades, Mauro Blanco, Gemma Acosta. First ANDES-GEO International Workshop. Ciudad de San Juan. 14 a 16 de Noviembre. Argentina.

2018. "Cálculo del vapor de agua troposférico a cuasi-tiempo real, desde observaciones GNSS, productos del IGS y datos meteorológicos". Mackern, M.V, Camisay, M.F., Mateo, M.L., Morichetti P.V., **Rosell, P.A.**, Rivera, J., Weidmann, T., Gonzalez, A. X Jornadas de Investigación. Revista Jornadas de Investigación. p60. Editorial UMAZA. ISSN 2314-2170. ULR: <http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/814>

2018. "Búsqueda de datos meteorológicos a ser utilizados en el cálculo de vapor de agua a tiempo real". Mackern, M.V, Camisay, M.F., **Rosell, P.A.**, Weidmann, T., Gonzalez, A., Mateo, M.L., Morichetti P.V., Rivera, J. X Jornadas de Investigación. Revista Jornadas de Investigación. p59. Editorial UMAZA. ISSN 2314-2170. ULR: <http://repositorio.umaza.edu.ar/handle/00261/813>

2018. "Correcciones Troposféricas en Interferometría SAR basadas en la herramienta TRAIN". Balbarani, S., **Rosell, P. A.**, Euillades, P.A., Mackern M. V., Euillades, L. D. Terceras Jornadas de Geociencias para la ingeniería. Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. 2 y 3 de Octubre. Conferencia. Libro de resúmenes.

2017. "Detection of crustal deformation in oilfields using DInSAR SBAS algorithm". N. Isuani, M. Noguero, M. Aguilera, G. Sosa, P. Euillades, L. Euillades y **P. Rosell**. 2017 XVII Workshop on Information Processing and Control (RPIC), Mar del Plata, 2017, pp. 1-4. doi: 10.23919/RPIC.2017.8211647. Electronic ISBN: 978-987-544-754-7 - URL: <http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=8211647&isnumber=8211611>

2 Vapor de agua troposférico

2.1 Introducción: La atmósfera

La atmósfera consiste en una capa transparente que rodea la Tierra y la protege del exceso de radiación solar entrante y es, a la vez, opaca a la radiación saliente emitida por la Tierra, gracias a las moléculas de los gases que la componen. Este bloqueo de la radiación saliente mantiene la superficie terrestre más cálida que si no existiera. Sin embargo, este filtro no es total ya que la atmósfera permite la dispersión de una determinada cantidad de radiación solar que permite que se desarrolle la vida. Parte de esta dispersión genera efectos ópticos, tales como el color celeste del cielo despejado. A causa de la presencia de nubes y aerosoles (partículas) en la atmósfera, aproximadamente un 22% de la radiación solar que ingresa, retorna al espacio sin ser absorbida. (Wallace, 2006). La atmósfera tiene una altura de varios kilómetros y está unida a la Tierra por medio de la atracción gravitacional. La máxima concentración de los gases que la componen se encuentra a nivel del mar y disminuyen rápidamente con la altura (Strahler, 1989).

2.1.1 Estructura química

Desde el punto de vista químico, la atmósfera está compuesta por una mezcla de gases y partículas, en diferentes proporciones (Tabla 1). Estos gases se generan mediante la quema de materia vegetal y combustibles fósiles, las emisiones de las plantas y la descomposición de plantas y animales. Desde la superficie y hasta una altura de ≈ 80 km, la composición química de la atmósfera se puede considerar uniforme con respecto a la proporción de gases que la componen. A esta parte se la denomina *homósfera*, y su contraparte, la *heterósfera*, presenta distinta concentración y composición de gases (Wallace, 2006).

El oxígeno (O_2) y el dióxido de carbono (CO_2) son esenciales para el desarrollo de la vida sobre la Tierra ya que permiten la realización de las funciones vitales, y por otro lado, la presencia del vapor de agua y del CO_2 , permiten que las temperaturas sobre la Tierra sean las adecuadas para la existencia de la vida. El vapor de agua y el CO_2 , junto con otros gases menos abundantes como el metano o el ozono, son los llamados gases de efecto invernadero. La radiación solar puede atravesar sin dificultad estos gases, pero la radiación emitida por la Tierra es absorbida en parte por ellos, sin poder escapar

al espacio en su totalidad (Jiménez et al., 2004). La concentración de gases depende de variables como altura, latitud, longitud y época del año (Jacobson, 2005).

TABLA 1: ELEMENTOS QUÍMICOS QUE COMPONEN LA ATMÓSFERA. FUENTE: TRADUCIDO DE WALLACE, 2001.

Elemento	Concentración	Elemento	Concentración
Nitrógeno (N ₂)	78.08 %	Helio (He)	5 ppm
Oxígeno (O ₂)	20.95 %	Metano (CH ₄)	1.75 ppm
Argón (Ar)	0.93 %	Kriptón (Kr)	1 ppm
Vapor de agua (H ₂ O)	0-5 %	Hidrógeno (H ₂)	0.5 ppm
Dióxido de carbono (CO ₂)	380 ppm	Óxido nitroso (NO ₂)	0.3 ppm
Neón (Ne)	15 ppm	Ozono (O ₃)	0-0.1 ppm

2.1.2 Estructura física

Desde el punto de vista físico, la atmósfera se divide en capas de acuerdo a su variación térmica con respecto a la altura (Figura 1) (Strahler, 1989). Comenzando desde la superficie, las capas se denominan:

- **Troposfera:** Es la capa más baja, en la que se desarrolla la vida y la mayoría de los fenómenos meteorológicos. Se extiende hasta una altura aproximada de 10 km en los polos y 18 km en el ecuador. La temperatura decrece rápidamente a medida que aumenta la altura a razón de $\approx 6.7^{\circ}\text{C}$ por kilómetro hasta alcanzar los $\approx -70^{\circ}\text{C}$. Su límite superior es la tropopausa.
- **Estratosfera:** En esta capa, la temperatura se incrementa hasta alcanzar aproximadamente los -10°C a unos 50 km de altitud. En esta capa se localiza la máxima concentración de ozono (“capa de ozono”), gas que al absorber parte de la radiación ultravioleta e infrarroja del Sol posibilita la existencia de condiciones adecuadas para la vida en la superficie de la Tierra. El tope de esta capa se denomina estratopausa.
- **Mesosfera:** En ella, la temperatura vuelve a disminuir con la altura hasta los $\approx -140^{\circ}\text{C}$. Llega a una altitud de ≈ 80 km, al final de los cuales se encuentra la mesopausa.
- **Termosfera:** Es la última capa y se extiende hasta varios cientos de kilómetros de altitud. En esta capa, el aire no se siente caliente al tacto porque la cantidad de moléculas es muy baja, generando que el calor no pueda ser conducido ni retenido. Sin embargo, la energía entre las

moléculas es muy alta, aumentando el valor de temperatura promedio. En esta capa, la energía solar es mucho más dañina que en la superficie (Jacobson, 2005)

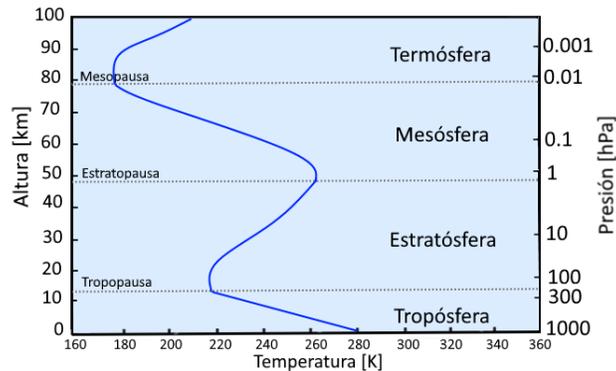


FIGURA 1: CAPAS DE LA ATMÓSFERA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN WALLACE, 2001

2.1.3 Interacción con la energía incidente

La manera en que la energía interacciona con la atmósfera depende de varios factores: composición de la atmósfera, cantidad y tamaño de partículas y gases, así como efectos ópticos tales como refracción, reflexión, absorción, difracción y dispersión (Borengasser et al., 2007). Cabe mencionar que estos efectos son válidos tanto para energía lumínica como para electromagnética.

- Refracción: Es el efecto con que una onda incide en una superficie y esta interacción genera un cambio en el ángulo con que la onda seguirá su camino.
- Reflexión: Es el efecto que se produce cuando un rayo incidente rebota en una superficie. Se llama reflexión especular cuando el ángulo con el que el rayo incide es igual al ángulo con que se refleja.
- Absorción: Parte de la energía que ingresa a la atmósfera es absorbida por las superficies de incidencia y usualmente se transforma en otro tipo de energía. Por ejemplo, la energía solar se transforma en térmica.
- Difracción: Es el cambio de dirección que sufre la energía luego de interactuar con la superficie donde incide.
- Dispersión: Es la combinación de reflexión, refracción y difracción.

A continuación, se profundizará sobre la refracción atmosférica. Más detalles sobre los demás efectos ópticos de la atmósfera pueden encontrarse en Jacobson (2005) y Borengasser et al. (2008).

2.1.3.1 Refracción atmosférica

Como se mencionó anteriormente, la refracción atmosférica ocurre cuando una onda atraviesa un medio y se genera un cambio en la dirección de su propagación, por ser distinta la densidad de cada uno. Durante la interacción no sólo cambia el ángulo de propagación sino también su velocidad. Este efecto está determinado por la Ley de Snell, el cual establece una relación entre el índice de refracción de un medio con el ángulo de incidencia (Eq. 1)

$$\frac{n_2}{n_1} = \frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} \quad \text{Eq. 1}$$

Donde n_i es el índice de refracción del medio y θ_i el ángulo de incidencia o refracción. El índice de refracción se determina como la relación entre la velocidad de la luz en el vacío (c) y la velocidad de propagación en un medio (c_n).

$$n = c/c_n \quad \text{Eq. 2}$$

El índice de refracción depende de la longitud de onda de la energía que se esté propagando y puede expresarse como (Edlén, 1966):

$$n - 1 = 10^{-8} \left(8342.13 + \frac{2406030}{130 - \lambda^{-2}} + \frac{15997}{38.9 - \lambda^{-2}} \right) \quad \text{Eq. 3}$$

Donde λ corresponde a la longitud de onda. Como las ondas electromagnéticas se propagan un poco más lento que en el vacío, el índice de refracción se reemplaza por la refractividad:

$$N = 10^6(n - 1) \quad \text{Eq. 4}$$

Dependiendo de las características físico-químicas de la atmósfera en un determinado momento, pueden calcularse distintas refractividades, pero si se considera una atmósfera neutra, la Eq. 4 puede expresarse en términos de presión parcial de los gases secos (P_d), temperatura absoluta (T) y presión parcial de vapor de agua (e), como en Eq. 5 (Smith & Weintraub, 1953).

$$N = K_1 \cdot \left(\frac{P_d}{T} \right) + K_2 \cdot \left(\frac{e}{T} \right) + K_3 \cdot \left(\frac{e}{T^2} \right) \quad \text{Eq. 5}$$

Donde K_i son constantes de refractividad, cuyos valores se explican en el Capítulo 5.1.

2.2 Vapor de Agua

El término “Vapor de agua” hace referencia al agua en su estado gaseoso. Hasta ahora sólo se mencionó la presencia de vapor de agua en el aire como uno de los constituyentes de la atmósfera de menor proporción, en comparación con otros gases. Sin embargo, el vapor de agua cumple un rol crucial en los procesos atmosféricos. La distribución del vapor de agua está relacionada con la distribución de nubes y lluvias e influye fuertemente en la estabilidad vertical de la atmósfera y en la evolución de sistemas de tormentas (Bevis et al., 1992).

El vapor de agua troposférico se genera por medio de la evaporación de agua presente en el suelo y en las masas de agua, así como la sublimación de masas de hielo. La condensación del vapor vuelve al agua a su estado líquido y, según la temperatura del sitio, la solidifica. Finalmente, mediante mecanismos de precipitación, el ciclo se repite (Jacobson, 2005).

La mayor concentración de esta variable se encuentra en la tropósfera, hasta una altura de unos 2 kilómetros respecto del nivel de superficie (Ross & Elliott, 1996). En comparación con otros gases, el vapor de agua puede cambiar rápidamente en una región y muestra una alta variabilidad espacial influenciada tanto por la circulación de aire local y a gran escala (continental, oceánica, etc.) (González et al., 2013). Por todo lo mencionado previamente, el vapor de agua es una variable de gran interés en la meteorología. Una mejor comprensión de la variabilidad del vapor de agua puede contribuir a mejorar los pronósticos meteorológicos, al estudio de riesgos naturales e identificar tendencias de cambio climático.

2.2.1 Técnicas utilizadas en la determinación de Vapor de Agua

A lo largo de la historia, se han desarrollado diferentes técnicas para la medición del vapor de agua, ya sea directa o indirectamente. En esta sección se detallan los 3 métodos más utilizados para su determinación.

2.2.1.1 Radiosondas

Las 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 1 o 2 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). La Figura 2 muestra un ejemplo de los perfiles de presión, temperatura y humedad relativa, realizados con los datos correspondientes al radiosondeo de la estación SAME (Aeropuerto Internacional de Mendoza “El Plumerillo”, Argentina), perteneciente al día 1 de mayo del 2017, a las 12 UTC.

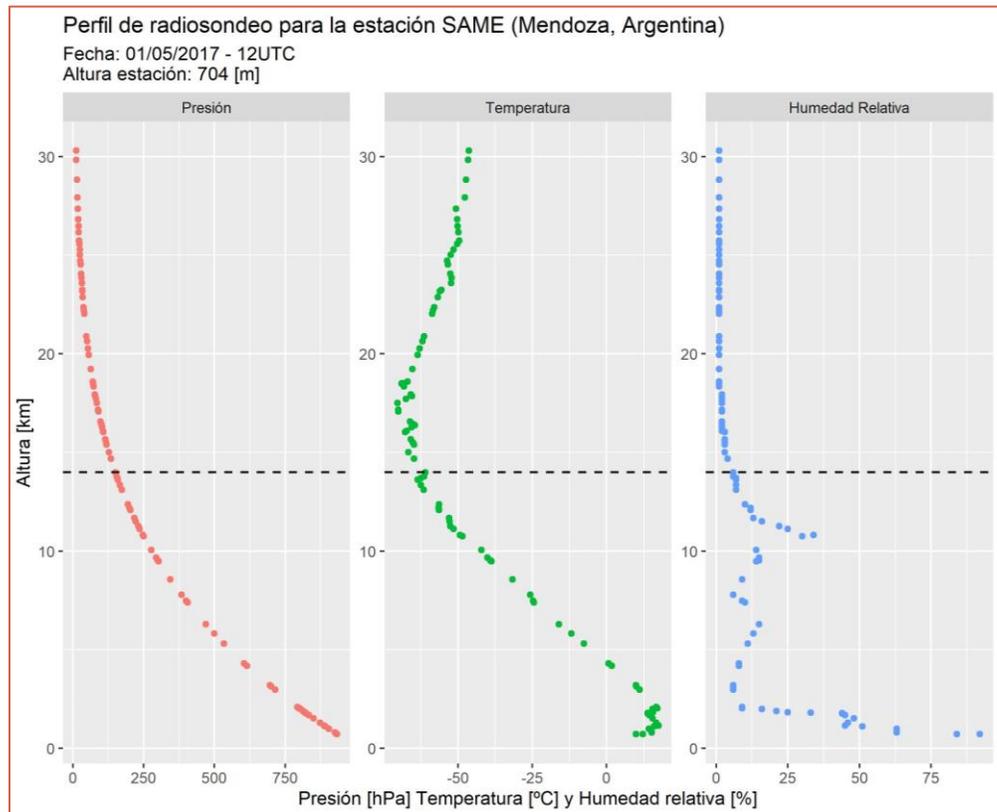


FIGURA 2: PERFIL DE TEMPERATURA Y PRESIÓN ATMOSFÉRICA GENERADO DESDE MEDICIÓN DE RADIOSONDEO.

LÍNEA PUNTEADA INDICA EL COMIENZO DE LA TROPOPAUSA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA

La Figura 3 muestra la distribución de estaciones de radiosondeo globales. A pesar de la escasa resolución espacial y temporal de las radiosondas, son una fuente valiosa de datos in-situ ya que no sólo se utilizan para pronóstico, sino para validación de modelos y observaciones meteorológicas. Además, es uno de los únicos métodos que permite el estudio de las capas superiores del aire, y cuenta con una gran base de datos histórica (desde 1940 para algunos sitios) (Durre et al., 2006).

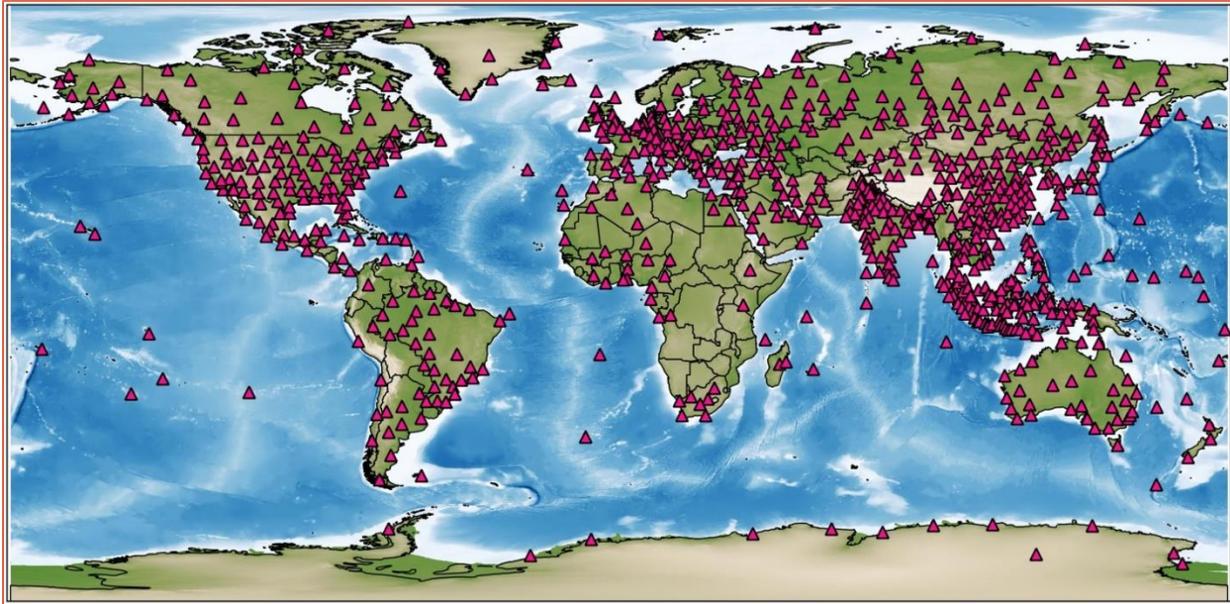


FIGURA 3: ESTACIONES DE RADIOSONDEO ACTIVAS AL 2021. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA DESDE BASE DE DATOS DE NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA)¹

2.2.1.2 Radiómetros

Los radiómetros son instrumentos que utilizan las microondas para poder medir diferentes variables meteorológicas. Ellos pueden ser del tipo:

- Terrestre: Estos instrumentos 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 (Figura 4). Utilizan frecuencias entre 22 y 30 GHz, para realizar la medición de variables como temperatura, vapor de agua o agua líquida. Pueden medir 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 et al., 2014). Sin embargo, poseen la ventaja de que la medición se realiza en forma continua con alta resolución temporal (3-5 minutos) (Straub et al., 2010; Wei et al., 2021). La Oficina de Ciencias del Departamento de Energía de los Estados Unidos nuclea una serie de radiómetros (junto a otros instrumentos

¹ <https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/igra2-station-list.txt> - Fecha de último ingreso: 20/03/2021

meteorológicos) instalados en sitios estratégicos, con el objetivo de promover estudios de la atmósfera. Sus datos son de libre acceso a la comunidad, por medio del Servicio ARM² (Atmospheric Radiation Measurement).



FIGURA 4: RADIÓMETRO MIAWARA-C INSTALADO EN ZUGSPITZE. FUENTE: STRAUB ET AL., 2010

- Satelital: Son radiómetros instalados en plataformas satelitales, los cuales se encuentran orbitando la Tierra. Un ejemplo de ellos es el Espectrorradiómetro de imágenes de media resolución (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer: MODIS), a bordo de los satélites AQUA y TERRA. Este satélite, y otros similares, adquieren imágenes cada 1 o 2 días, con información almacenada en distintas bandas espectrales. En lo que respecta al vapor de agua, MODIS entrega un producto que corresponde a la columna de vapor de agua sobre un área. Estos datos son de libre acceso y pueden descargarse de la página web de MODIS³. Las limitaciones de estas imágenes se basan principalmente en la cobertura de nubes de la zona de interés ya que ellas absorben la radiación que emite el vapor de agua y por lo tanto no puede ser detectada por los satélites (Erasmus & van Rooyen, 2001). Otro limitante es el ángulo de incidencia del sol, ya que aumenta o disminuye el flujo de energía solar y esto genera cambios en la radiación emitida (Lukose & Dutta, 2020), por lo tanto, se considera un limitante en el ángulo de incidencia de aproximadamente 72° (Gao & Kaufman, 1998). Estos limitantes afectan la resolución tanto temporal como espacial de la información, por lo que

² <https://www.arm.gov/> - Fecha de último ingreso: el 07/09/2021

³ <https://modis.gsfc.nasa.gov/data/> - Fecha de último ingreso: el 04/09/2021

no pueden considerarse como fuentes continuas de datos. Otras misiones satelitales que cuentan con radiómetros son: JASON-3⁴ (Joint Altimetry Satellite Oceanography Network), GOES ⁵ (Geostationary Operational Environmental Satellite) y MERRA ⁶ (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications).

2.2.1.3 Sistemas Satelitales de Posicionamiento Global

Esta técnica se basa en el uso de los datos provenientes de los satélites de posicionamiento geodésico. Los sistemas de posicionamiento satelital (GNSS, por sus siglas en inglés) permiten determinar las coordenadas geodésicas, velocidades y altitud de un sitio como resultado de la recepción simultánea de señales provenientes de varios satélites. Dicha información puede ser obtenida en cualquier parte del globo terrestre, las veinticuatro horas del día, durante todo el año y bajo cualquier condición climática (Huerta et al., 2005; Kaplan & Hegarty, 2006).

GNSS abarca varios sistemas de posicionamiento satelital, siendo entre ellos el más conocido y difundido el sistema estadounidense Global Positioning System (GPS). Actualmente existen tanto de forma combinada como aislada otras técnicas disponibles tales como GLObal NAVigation Satellite System (GLONASS) de Rusia y el sistema europeo GALILEO. Otros sistemas de navegación satelital que están en proceso de desarrollo son Beidou, Compass o BeiDou/Compass Navigation Test System (BNTS) de la República Popular China, el Quasi-Zenith Satellite System (QZSS) de Japón y el Indian Regional Navigation Satellite System (IRNSS) de India.

El fundamento de esta técnica se basa en la emisión de energía electromagnética desde el satélite, la cual es captada por una antena receptora. Para poder determinar la distancia del sistema satélite-antena, se mide el tiempo requerido por la señal en cubrir esa trayectoria. Luego, por medio de la posición orbital de los satélites y del uso de complejas ecuaciones geodésicas, se obtiene las coordenadas tridimensionales de un punto (Kaplan & Hegarty, 2006). El bajo costo relativo de los receptores satelitales, respecto de las técnicas previamente mencionadas, y el gran número de aplicaciones que se sirven de GNSS han contribuido a que, en menos de una década, se desarrollara

⁴ <https://www.nesdis.noaa.gov/data-research-services/data-collections> - Fecha de último ingreso: el 04/09/2021

⁵ <https://www.star.nesdis.noaa.gov/GOES/index.php> - Fecha de último ingreso: el 04/09/2020

⁶ <https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets?project=MERRA> - Fecha de último ingreso: el 04/09/2021

una red mundial de estaciones de rastreo integradas en el Servicio Internacional de GNSS (IGS) (Figura 5) (Johnston et al., 2017), con densificaciones en los distintos continentes y países.

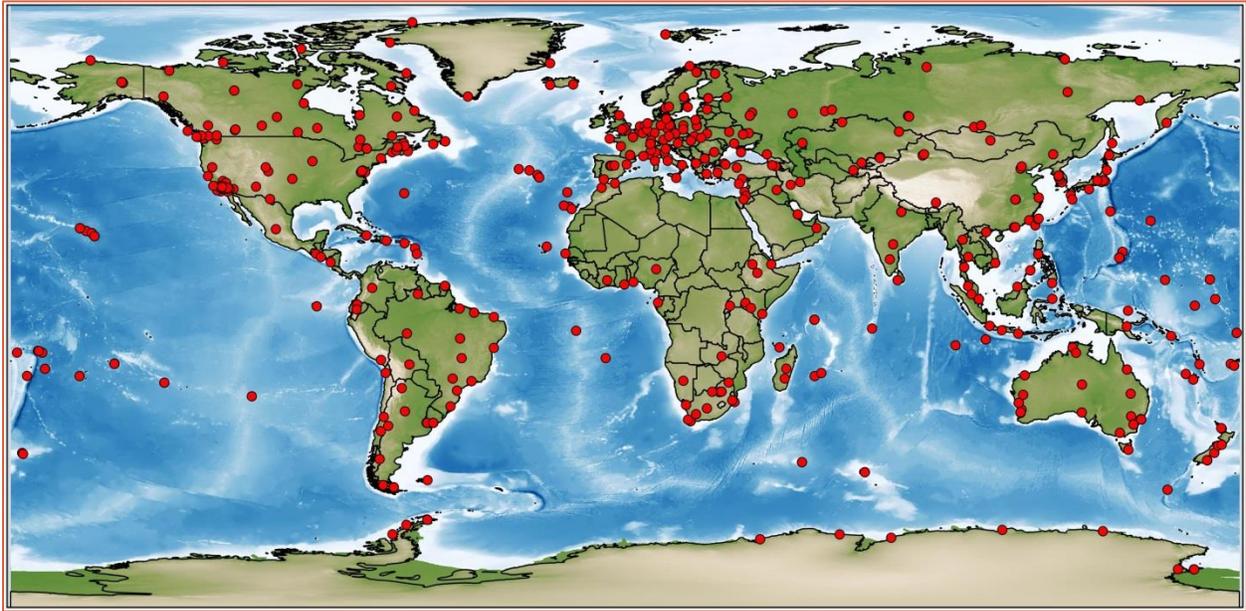


FIGURA 5: RED DEL SERVICIO INTERNACIONAL DE GNSS. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN IGS⁷

Las coordenadas de un punto se obtienen mediante la resolución de un sistema de ecuaciones que tiene como parámetro principal el tiempo de trayectoria de la señal entre el satélite y un receptor. Cuando la señal atraviesa la atmósfera, la cual está cargada con partículas de vapor de agua, la velocidad de la señal disminuye y se genera un alargamiento en su trayectoria. A fin de lograr alta precisión en el cálculo de coordenadas, este retardo debe ser computado para poder ser removido (Mendes et al., 2002). Este exceso en la trayectoria se lo conoce como Retardo Cenital troposférico (ZTD, por sus siglas en inglés), y es obtenido mediante el uso de sofisticados softwares de procesamiento geodésico (Bevis et al., 1992). Como el ZTD está directamente relacionado con las condiciones atmosféricas, éste puede transformarse a Vapor de Agua Integrado (IWV) mediante cálculos simples (Bevis et al., 1992), que se detallan en el Capítulo 5.

La constante densificación de las redes GNSS y su capacidad de medir las 24 horas del día bajo cualquier tipo de condiciones climáticas y de iluminación, han permitido que esta técnica sea

⁷ <https://www.igs.org/network/> - Fecha de último ingreso: 14/03/2021

complementaria a las mencionadas previamente (Bianchi, 2016; Calori et al., 2015, 2016; Camisay et al., 2020; Mackern et al., 2020).

La mayor ventaja que posee esta técnica es su resolución temporal, ya que permite obtener un valor de IWV en intervalos de tiempo cortos (de una hora a 5 minutos), en comparación con otras técnicas cuya resolución temporal es de horas o incluso días. Como desventaja, el valor de IWV es representativo a la columna vertical de vapor de agua que se encuentra sobre la estación GNSS, no permitiendo obtener un perfil de su variación, como brindan los radiosondeos. Por último, otra de las importantes ventajas de esta técnica es que las redes geodésicas se densifican de acuerdo a las necesidades de cada país (Cioce et al., 2018), ampliando la cantidad de datos con los que se podrá contar. La Tabla 2 presenta una comparación entre todas las técnicas mencionadas.

TABLA 2: COMPARACIÓN ENTRE TÉCNICAS DE MEDICIÓN DE VAPOR DE AGUA EN ARGENTINA.

FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA EN BASE A DATOS DEL IGN⁸ Y NOAA.

Superficie continental de referencia: 2.780.400 km²	Radiosondeos	Radiómetros		GNSS**
		Satelitales	Terrestres	
Resolución temporal [hs]	12	24	< 1	1
Resolución espacial [km]	590	1 a 0.2	*	147
Perfil altimétrico de IWV	Si	No	Si	No
Medición continua	No	Si	Si	Si
Afectación por iluminación	No	Si	No	No
Afectaciones por clima extremo	No	Si	Si	No
Afectación por cobertura de nubes	No	Si	No	No

* Argentina no cuenta con radiómetros destinados a meteorología.

** Valor calculado para la red RAMSAC.

La Figura 6 muestra la distribución de distintas redes GNSS y de radiosondeo para Argentina y países limítrofes. En ella, puede observarse las distintas resoluciones espaciales de las redes. Mientras que la red del IGS es la menos densa, a medida que la red se hace más local cuenta con un mayor número de estaciones. La red SIRGAS densifica la red del IGS para América Central y Sur, y a su vez para el caso de Argentina, ésta es densificada por la red RAMSAC (Red Argentina de Monitoreo

⁸ <https://www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac/Mapa> - Consultado el 13/03/2021

Satelital Continuo). Puede observarse también que la red de radiosondeos activos es la menos densa de todas ya que los sitios de lanzamiento están centrados en aeropuertos.

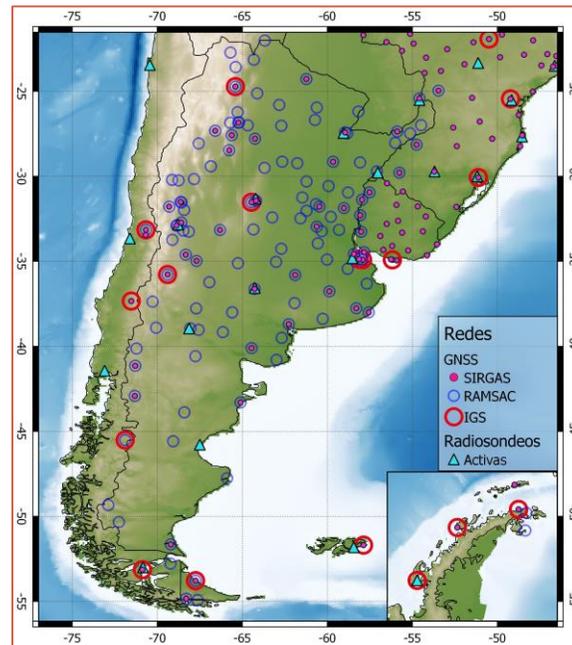


FIGURA 6: RED DE RADIOSONDEO Y DIFERENTES REDES GNSS PARA ARGENTINA Y PAÍSES LIMÍTROFES. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA DESDE BASE DE DATOS DEL IGN, IGS, SIRGAS Y NOAA⁹

2.2.1.4 Interferometría de imágenes de radar

En los últimos 30 años, se han propuesto técnicas basadas en el procesamiento interferométrico diferencial de imágenes de Radar de Apertura Sintética (DInSAR), que permiten caracterizar el vapor de agua precipitable con una elevada resolución espacial (un punto cada 100m o mejor) aunque con una menor resolución temporal (Hanssen, 2001; Hanssen et al., 1999; Mateus et al., 2013). La técnica DInSAR (Massonnet & Feigl, 1998) está basada en el aprovechamiento de la información de fase contenida en imágenes SAR, la cual está directamente relacionada con la distancia entre el satélite y la superficie terrestre, la cual es afectada por la atmósfera. Por lo tanto, contiene información relacionada con la topografía, la deformación cortical, y las variaciones de vapor de agua contenido en la atmósfera al momento de las adquisiciones (Hanssen, 2001). Esta técnica junto a la influencia de la atmósfera se detalla en el próximo capítulo.

⁹ <https://www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra/igra2-station-list.txt> - Fecha de último ingreso: 20/03/2021

3 Teledetección: Interferometría de Imágenes de Radar de Apertura Sintética

3.1 Introducción a la teledetección

La teledetección es una técnica que se utiliza para obtener información de un objeto sin que se tenga contacto directo con él. Basándose en esa definición, dentro de estas técnicas se pueden mencionar desde la fotografía hasta el uso de telescopios o el control remoto de los televisores. Pero desde un punto de vista científico, muchos de estos instrumentos se encuentran orbitando la Tierra, la cual es el objeto principal de observación.

Los instrumentos que se utilizan en teledetección varían según el fin que se persigue con ellos. Una primera clasificación puede realizarse de acuerdo a cómo el sensor obtiene la información para la generación de la imagen. Así, se tienen los sensores activos (SAOCOM, SENTINEL-1, COSMO-SkyMed, ERS) o pasivos (LANDSAT, SPOT, SENTINEL-3). Mientras que los pasivos generan una imagen mediante la detección de energía electromagnética emanada por la superficie, los sensores activos generan su propia información mediante la emisión de pulsos electromagnéticos y del eco que resulta de la interacción con los objetos que se encuentran sobre la Tierra (Jensen, 2014).

Si bien los sensores pasivos o activos se utilizan según el estudio que se quiera realizar, ambos poseen ventajas y desventajas. Una desventaja de los sensores pasivos se encuentra en la cobertura de nubes y la iluminación del Sol. Si el área de interés posee un cielo cubierto, los sensores captarán la energía emitida por la superficie exterior de las nubes, bloqueando el paso de la energía electromagnética emitida por la superficie (Erasmus & van Rooyen, 2001, 2006). Por otro lado, estos sensores obtienen información únicamente bajo la iluminación del Sol, por lo que sus órbitas deben ser heliosincrónicas. Sin embargo, estos no son inconvenientes para los sensores activos, pues la energía emitida por ellos permite atravesar la atmósfera independientemente de la cobertura de nubes y las condiciones de iluminación (Hanssen, 2001). Las desventajas y errores de estos sensores se detallarán a continuación.

3.1.1 Sensor activo: Radar de Apertura Sintética

El término radar es un acrónimo del inglés “RADio Detection And Ranging” con el cual se puede determinar la posición de un objeto mediante el eco retrodispersado de un pulso de energía electromagnética. El pulso es emitido desde el emisor de la antena en un tiempo t_1 , atraviesa un medio e interacciona con un objeto, parte de la energía se disipa y sólo una parte de ella se refleja en el objeto y retorna al receptor de la antena en un tiempo t_2 (Figura 7) (Franceschetti & Lanari, 2018; Hanssen, 2001). La diferencia de los dos tiempos, Δt , da como resultado el tiempo total de viaje (doble camino), mientras que la mitad de esta diferencia (camino simple) da por resultado el tiempo entre que el pulso es emitido y su encuentro con el objeto. Si al tiempo de viaje se lo multiplica por la velocidad de la luz c , se puede obtener la distancia existente entre la antena y dicho objeto (Eq. 6).

$$d = \frac{\Delta t [s]}{2} c [m/s] \quad \text{Eq. 6}$$

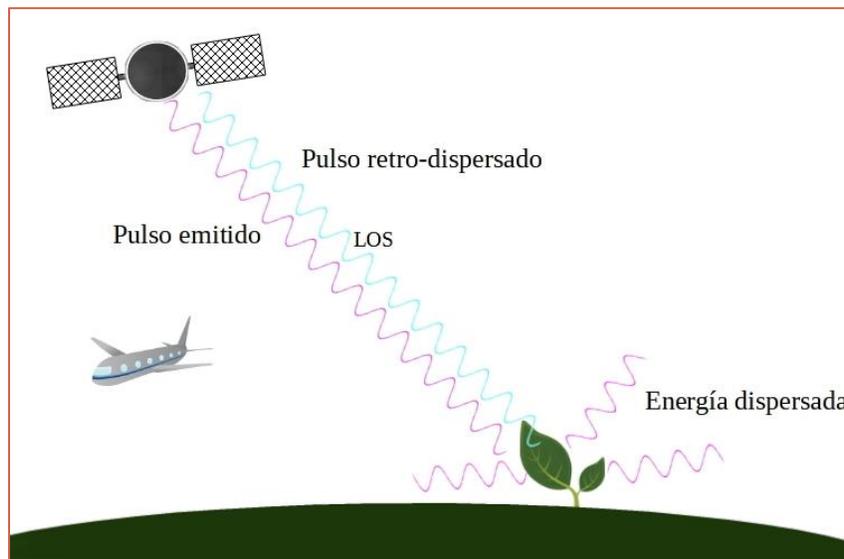


FIGURA 7: DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DEL PULSO EMITIDO POR EL SENSOR SAR. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA

Las imágenes de radar se forman siguiendo ese principio. La antena radar se encuentra montada en un satélite o avión los cuales se encuentran orbitando la Tierra, permitiéndoles recoger información de su superficie, siguiendo una línea de vista (En inglés Line-of-sight - LOS), en dirección inclinada (Figura 7). El sensor emite pulsos electromagnéticos, con longitud de onda constante e intercalando momentos de escucha entre ellos. Las imágenes se forman por el registro de la amplitud y fase de la zona iluminada y pueden generarse ya sea que se trate de un radar de apertura real (en

inglés Real Aperture Radar - RAR) o de apertura sintética (en inglés Synthetic Aperture Radar - SAR) (Hanssen, 2001; Jensen, 2014). En estas imágenes, la fase contiene información relacionada con la distancia entre el satélite y el suelo (Eq. 7) mientras que la amplitud está relacionada con las características de los elementos retrodispersores.

$$\phi = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot r + \Phi \quad \text{Eq. 7}$$

En la Eq.7, Φ representa las características dispersoras del píxel, ϕ representa la fase y r la distancia sensor-suelo.

3.1.1.1 Resolución: Antenas sintéticas

Una imagen es una grilla de información cuyas celdas están dotadas de un valor conocido, relacionado con la información que obtuvieron de la superficie. El tamaño de la celda es la resolución que tendrá la imagen final. Este es un concepto sencillo para sensores ópticos, pero no así para sensores radar, cuya resolución está definida por la distancia mínima de separación que se puede distinguir entre dos objetos (Franceschetti & Lanari, 2018). La resolución está definida en dos direcciones: Rango y Azimut. La Figura 8 muestra la geometría de adquisición de una imagen SAR.

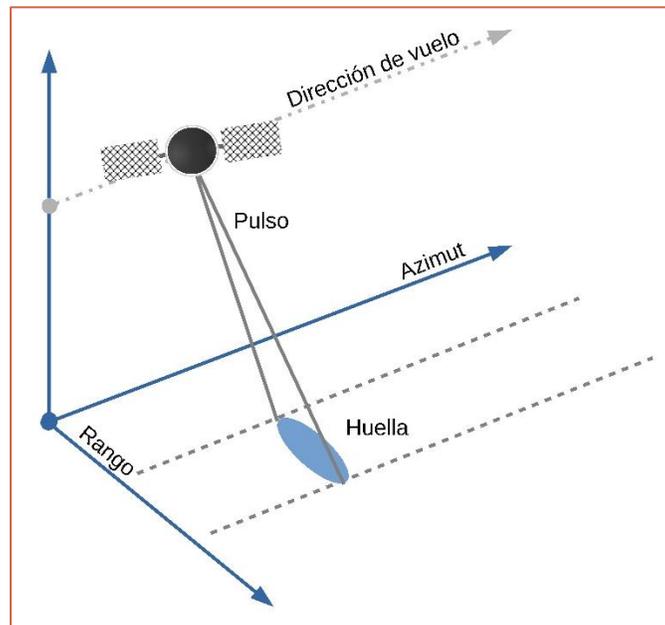


FIGURA 8: GEOMETRÍA DE ADQUISICIÓN SAR. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN LANARI, 1999

El rango es la distancia recorrida entre el satélite y el suelo. Su dirección es perpendicular a la dirección del vuelo y la separación entre dos objetos puede determinarse cuando los ecos desde los mismos no llegan a la antena al mismo tiempo. La resolución en rango (Δr) puede definirse como

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2} \quad \text{Eq. 8}$$

Donde c es la velocidad de la luz y τ la duración del pulso. Por lo tanto, para lograr una resolución de algunos metros, se necesitan pulsos de corta duración. Por otro lado, $1/\tau$ es el ancho de banda del pulso (Δf), por lo que se puede reescribir la fórmula como:

$$\Delta r = \frac{c}{2\Delta f} \quad \text{Eq. 9}$$

De Eq. 9 surge que la resolución resultante en la dirección del rango dependerá del ancho de banda utilizado. Si Δf es grande, la duración del pulso es chica. Sin embargo, esto implica la emisión del pulso a alta potencia. Para evitar esto, se sustituyen pulsos cortos por pulsos largos modulados seguido de un procesamiento adicional denominado compresión de pulso (Franceschetti & Lanari, 2018).

El azimut es la dirección paralela a la dirección del vuelo y la separación entre dos objetos se resuelve si éstos no fueron alcanzados por el mismo pulso electromagnético. Esta resolución está relacionada con la apertura del radar, dada por λ/L , donde λ es la longitud de onda y L la longitud de la antena. La resolución en azimut mejora al disminuir la longitud de onda y/o aumentar el tamaño de la antena, pero esto llevaría a construir y poner en órbita antenas muy grandes. La solución a este problema está en simular una antena de dimensiones mayores, mediante el movimiento a lo largo de una trayectoria, de una antena de dimensiones limitadas. La imagen se generará mediante la combinación de todos los ecos recibidos a lo largo de esa trayectoria (Figura 9) (Franceschetti & Lanari, 2018).

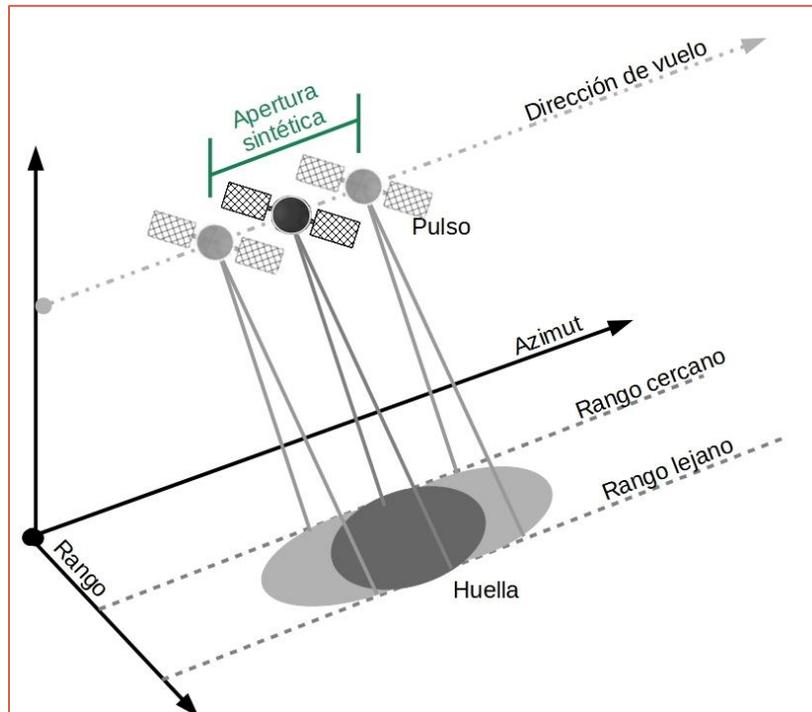


FIGURA 9: ESQUEMA DE ADQUISICIÓN DE UNA IMAGEN DESDE UN RADAR DE APERTURA SINTÉTICA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN LANARI, 1999

Los satélites SAR tienen dos direcciones de vuelo: ascendentes (sentido Sur-Norte) o descendentes (sentido Norte-Sur), a lo largo de órbitas cuasi-polares con vistas laterales a derecha y/o izquierda (Por ejemplo, la antena del satélite SAOCOM tiene la capacidad de observar lateralmente a derecha e izquierda, mientras que la antena de Sentinel observa sólo a derecha). Según sea la dirección de vuelo y la vista, las imágenes estarán invertidas en el sentido Norte-Sur, espejadas en sentido Este-Oeste o estarán invertidas y a la vez, espejadas.

3.2 Distorsiones por topografía

Como se mencionó previamente, los sensores SAR tienen vista lateral, por lo que observan la Tierra a lo largo de una línea inclinada, denominada LOS. Cada sensor está caracterizado por un ángulo de incidencia, el cual varía levemente entre el rango cercano y el lejano. La forma en que el haz incide en la topografía genera diversas deformaciones que afectan la interpretación de una imagen (Figura 10). Si se considera una resolución en rango, Δr constante, las distorsiones generadas son:

- Acortamiento (foreshortening): Las laderas cuya pendiente se encuentran orientadas en la dirección de vista del sensor se verán más cortas en la dirección de rango inclinado (Caso A). La intensidad de este efecto variará cuanto más perpendicular sea el rayo incidente respecto a la pendiente local.
- Inversión (layover): Cuando el ángulo horizontal de la pendiente de la ladera es mayor al ángulo de vista del sensor, los ecos de las zonas más elevadas llegan antes que los ecos de las zonas más bajas. Este efecto se observa como una topografía invertida (Caso B)
- Sombra (shadow): Se da en el caso de laderas pronunciadas, cuya orientación es opuesta a la dirección de vista del sensor. Estas zonas no generan ecos y permanecen “escondidas” en la imagen (Caso C).

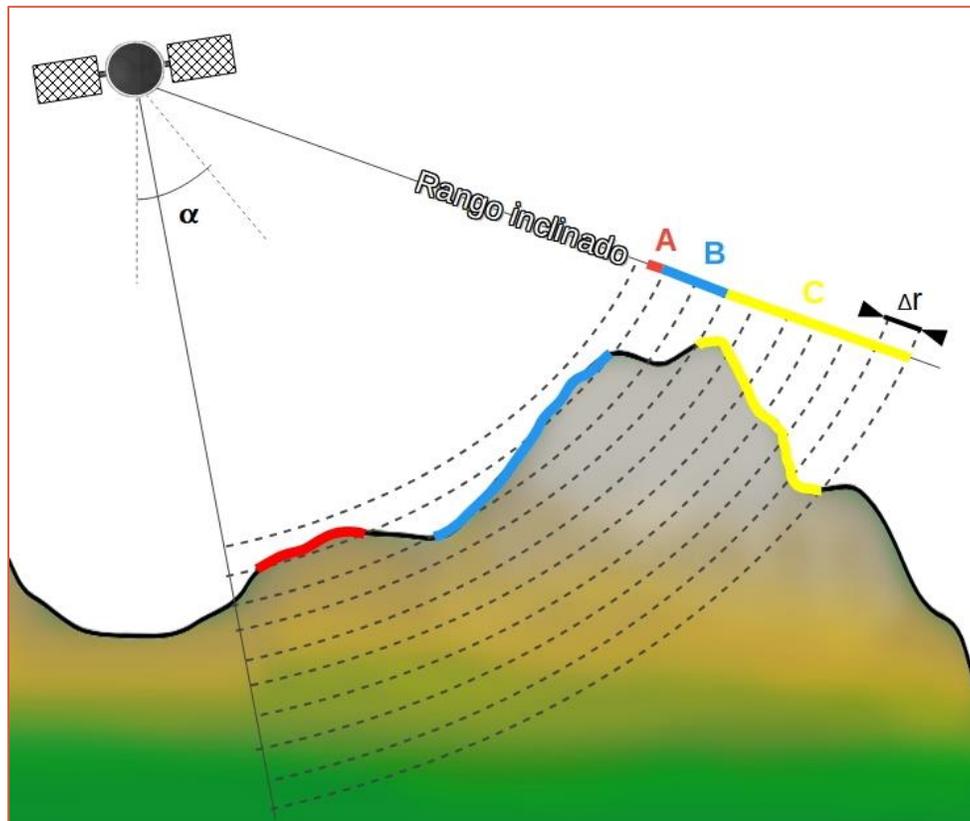


FIGURA 10: DISTORSIONES A CAUSA DE LA TOPOGRAFÍA. A. ACORTAMIENTO. B. INVERSIÓN. C. SOMBRA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN HANSEN, 2001.

3.3 Interferometría de imágenes de radar

La interferometría de imágenes de radar es una técnica que se utiliza para reconstruir la información altimétrica de la zona observada aprovechando la visión estereoscópica de dos puntos de observación separados por una distancia determinada, en el espacio. Cada imagen SAR contiene la distancia r de cada píxel de la imagen. Sin embargo, la distancia r a la que se encuentran esos píxeles no es suficiente para ubicarlos dentro de un plano de referencia, ya que los puntos se encontrarán siguiendo una curva de radio r (Figura 11.a). Esta ambigüedad se puede resolver si se utilizan dos imágenes SAR obtenidas desde posiciones ligeramente diferentes (Figura 11.b), la cual se denomina línea de base (B) (Franceschetti & Lanari, 2018).

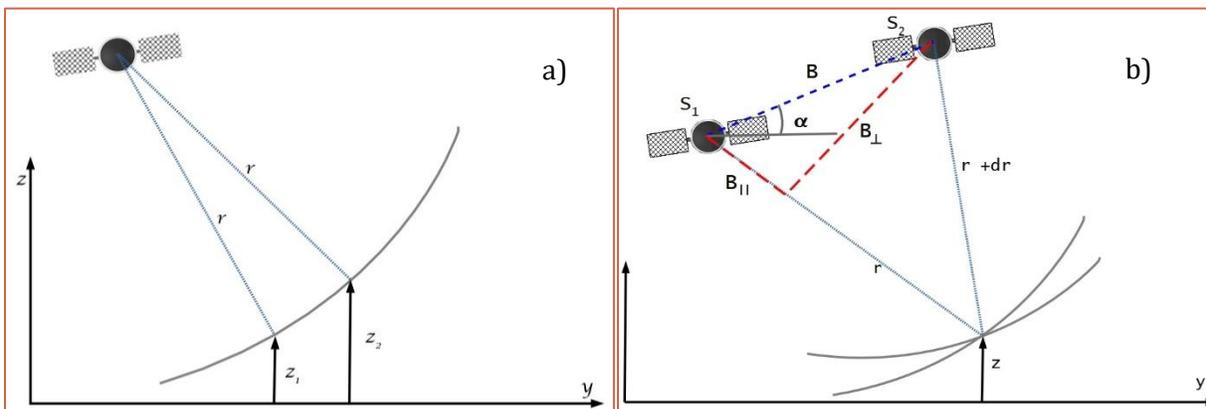


FIGURA 11: ESQUEMA DE CAPTURA DE DATOS. DESDE UNA POSICIÓN DEL SENSOR (A), TODOS LOS PUNTOS SE ENCUENTRAN A UNA DISTANCIA R, MIENTRAS QUE DESDE DOS POSICIONES DEL SENSOR (B) SE RESUELVE LA AMBIGÜEDAD Y CADA PUNTO QUEDA UBICADO EN UN PLANO DE REFERENCIA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN LANARI, 1999

La línea de base puede darse utilizando dos antenas montadas en el mismo satélite (single pass interferometry), como por ejemplo el utilizado en la misión SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), que dio origen a uno de los modelos digitales de elevaciones más utilizado (el SRTM), o por dos pasos distanciados temporalmente de un mismo satélite por el área de interés (repeat pass interferometry). El desarrollo de esta tesis se encuentra basado en el uso de repeat pass Interferometry. En este caso, los dos pasos del satélite dependerán del periodo de revisita de la misión (por ejemplo, SENTINEL-1A y 1B tiene un periodo de revisita de 6 días y SAOCOM-1A, de 16 días). Esta separación se conoce como línea de base temporal (B_T) o resolución temporal (Hanssen,

2001). La línea de base espacial (B) tiene dos componentes: Línea de Base perpendicular (B_{\perp}) y Línea de Base Paralela (B_{\parallel}).

La combinación de dos imágenes SAR para la reconstrucción de la topografía se denomina interferograma y para su elaboración se elige una imagen principal y otra imagen secundaria. El interferograma se genera por la multiplicación píxel a píxel, de la imagen compleja principal por el conjugado complejo de la secundaria. De esta manera, en el interferograma, la amplitud resultante corresponde a la amplitud de la primera imagen multiplicada por la segunda, mientras que la fase interferométrica corresponderá a la diferencia de fase entre ambas imágenes y tendrá un patrón muy similar a las curvas de nivel de la zona de estudio (Figura 12).

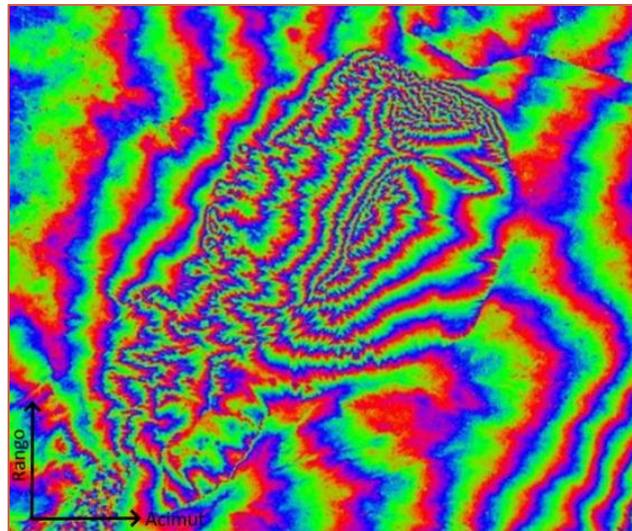


FIGURA 12: INTERFEROGRAMA TOPOGRÁFICO, GEOMETRÍA SAR, SOBRE EL YACIMIENTO BARRANCAS (MENDOZA, ARGENTINA). LAS FRANJAS DE COLORES INDICAN LOS CAMBIOS DE FASE ENTRE $-\pi$ (ROJO) Y π (AZUL). FUENTE: EUILLADES (2017)

Tomando como base la Eq. 7 para cada imagen, la diferencia se determina mediante:

$$\Delta\phi = (\phi_1 - \phi_2) = -\frac{4\pi(r_1 - r_2)}{\lambda} + (\Phi_1 - \Phi_2) \quad \text{Eq. 10}$$

Para que esta ecuación dependa sólo de la distancia sensor-suelo, la diferencia entre las fases vinculadas a los dispersores ($\Phi_1 - \Phi_2$) deberá ser igual a cero. Esto significa que, entre las dos pasadas del satélite, las características del píxel (y por lo tanto del suelo) deben permanecer sin cambios. Sin embargo, en la naturaleza no siempre es posible mantener las mismas características en

la cobertura (a causa de cambios en la vegetación, nieve, inundaciones, derrumbes, entre otros), por lo que este término no siempre será igual a cero. Estas variaciones de coberturas introducen un parámetro denominado coherencia interferométrica, que está ligado a la decorrelación temporal de las características dispersoras del suelo (Lu & Dzurisin, 2014). Más información sobre la decorrelación se brinda en la sección 3.3.1.

3.3.1 Decorrelación

La decorrelación se mide por el grado de coherencia píxel a píxel, y toma valores entre 0 y 1. Cuando la coherencia es igual a 1, las imágenes están correlacionadas en su totalidad, mientras que, si es igual a 0, no hay correlación. Este parámetro se puede cuantificar mediante la expresión:

$$\gamma = \frac{E[u_1 u_2^*]}{\sqrt{E[|u_1|^2]E[|u_2^*|^2]}} \quad \text{Eq. 11}$$

Donde E es el valor esperado y u_1 y u_2 representan las imágenes complejas.

Mientras que algunos efectos de decorrelación pueden compensarse durante el procesamiento de imágenes, otros generan pérdida de información irreversible. La decorrelación de la fase interferométrica se presenta como ruido generado por diversas fuentes de error. Entre ellas se encuentran:

- Geometría de adquisición (γ_{geom}): Se genera debido a diferencias en los ángulos de vista del satélite, a causa de las distintas posiciones orbitales del sensor en las fechas de adquisición 1 y 2. Este efecto se lo conoce como decorrelación geométrica o espacial y está relacionado a la línea de base espacial mediante:

$$\gamma_{geom} = 1 - \frac{2|B|\Delta r \cdot \cos(\alpha_{inc} - \xi)}{\lambda \cdot r} \quad \text{Eq. 12}$$

Donde B es la línea de base espacial, Δr es la resolución en rango, α_{inc} el ángulo de incidencia, ξ es la pendiente del terreno en la dirección del rango, λ es la longitud de onda del sensor y r es el rango. De la Eq. 12 surge que γ_{geom} será igual a 1 (no hay decorrelación) cuando B sea 0 y esto se daría cuando las posiciones orbitales de ambas adquisiciones sean la misma. Sin embargo, si γ_{geom} es 0, la decorrelación es total y esto se da cuando B toma un valor límite llamado Línea de base crítica y se determina como (Zebker et al., 1994):

$$B_{critica} = \frac{\lambda r}{2\Delta r \cos(\alpha_{inc} - \xi)} \quad \text{Eq. 13}$$

- Ruido térmico: Es causado por efectos térmicos propios del sensor.
- Corregistración: Efecto debido a errores del procesamiento que se traducen en una falla en la correspondencia píxel a píxel de las imágenes.
- Tiempo: Este efecto es uno de los principales y se debe al cambio en la cobertura del suelo a causa del paso del tiempo. Este efecto se lo conoce como decorrelación temporal y se detallará a continuación.

3.3.1.1 Coherencia temporal

La coherencia temporal es producto de los cambios en la superficie del suelo, generados por el paso del tiempo entre dos adquisiciones. Estos cambios pueden ser significativos (cubiertas vegetales, nieve, agua), lo que incorporan ruido al interferograma. Por otro lado, hay superficies que se mantienen con cambios mínimos, por ejemplo, áreas urbanas o muy áridas. Ante esto, se debe tener en cuenta las condiciones de la zona de estudio a procesar para poder establecer parámetros de líneas de base temporal máximas. En zonas urbanas o áridas, las líneas de base temporal pueden ser superiores a los 300 días, mientras que ese mismo intervalo de tiempo en zonas con vegetación, generarían interferogramas con muy baja coherencia, a causa de los ciclos de crecimiento de la vegetación. En esas zonas, se limitarían las líneas de base temporal a no más de 50 o 60 días (dependiendo del tipo de cobertura vegetal).

La Figura 13 muestra un ejemplo de decorrelación temporal provocado por cambios en la cobertura del suelo en una zona agrícola. A medida que la separación temporal, entre las imágenes que conforman el par, es mayor, el interferograma se vuelve más ruidoso, a causa de la pérdida de coherencia de los píxeles, generada por los ciclos de las cosechas. En las épocas en que el suelo permanece sin cobertura (recién sembrado/cosechado), la coherencia se mantiene hasta que la vegetación comienza a surgir, situación que puede darse en 24 días. A medida que la vegetación crece (70 y 131 días), la superficie ya ha sufrido cambios totales, por lo que la imagen se presentará ruidosa. Es necesario mencionar que, en esta figura, los cambios de fase observados corresponden a componentes atmosféricas sin compensar, ya que se conoce que la zona no presenta deformaciones.

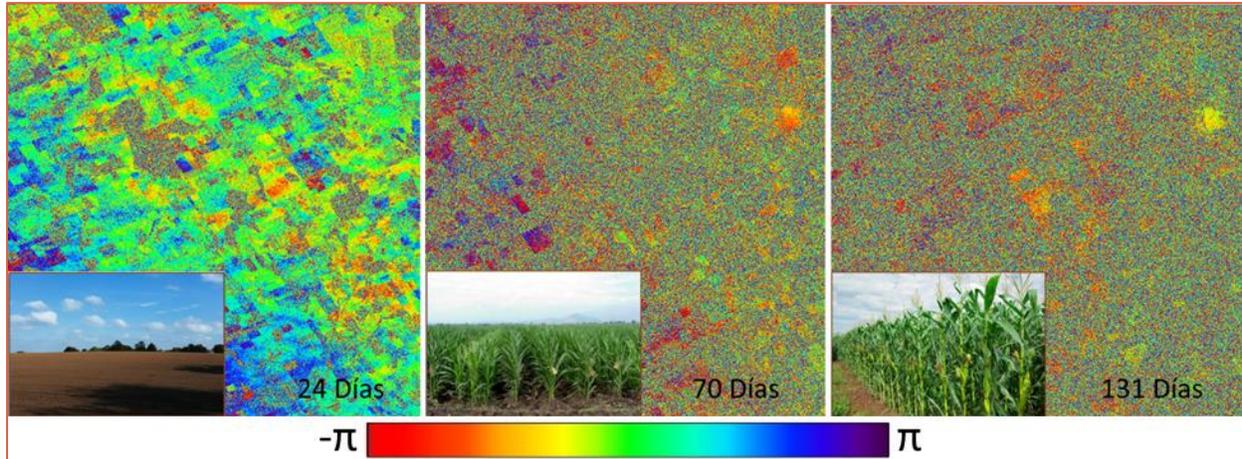


FIGURA 13: EJEMPLO DE DECORRELACIÓN TEMPORAL EN ZONA AGRÍCOLA. A MEDIDA QUE LA LÍNEA DE BASE TEMPORAL AUMENTA, LOS INTERFEROGRAMAS SE OBSERVAN RUIDOSOS A CAUSA DE LA PÉRDIDA DE COHERENCIA EN LA SUPERFICIE. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA

La Figura 14 muestra otro ejemplo de decorrelación temporal. En estas, pueden observarse mapas de coherencia en geometría SAR, de la zona circundante a la ciudad de Las Heras (Santa Cruz, Argentina). Esta es una región árida con escasa cobertura vegetal, cuya actividad económica principal es la extracción de petróleo. En los mapas de coherencia es posible determinar la ubicación de la ciudad (esquina superior derecha), cuya zona central se observa con mayor coherencia que las zonas de su alrededor, las cuales pertenecen a zona residencial en expansión. Por otro lado, es posible visualizar cuerpos de agua distribuidos en el área (esquina inferior izquierda y sector superior) que se mantienen con baja coherencia en cada ejemplo. Los mapas de coherencia están realizados teniendo una imagen en común (27/11/2017), con diferentes líneas de base temporal, pero manteniendo líneas de base perpendicular cercanas (menores a 20 m) para evitar los efectos de la decorrelación espacial. Las imágenes representan, en escala de grises, los valores de coherencia por cada píxel. Cada figura se encuentra acompañada de un histograma, donde se observa que un incremento de la línea de base temporal conlleva a que la mayoría de los píxeles presenten valores bajos de coherencia.

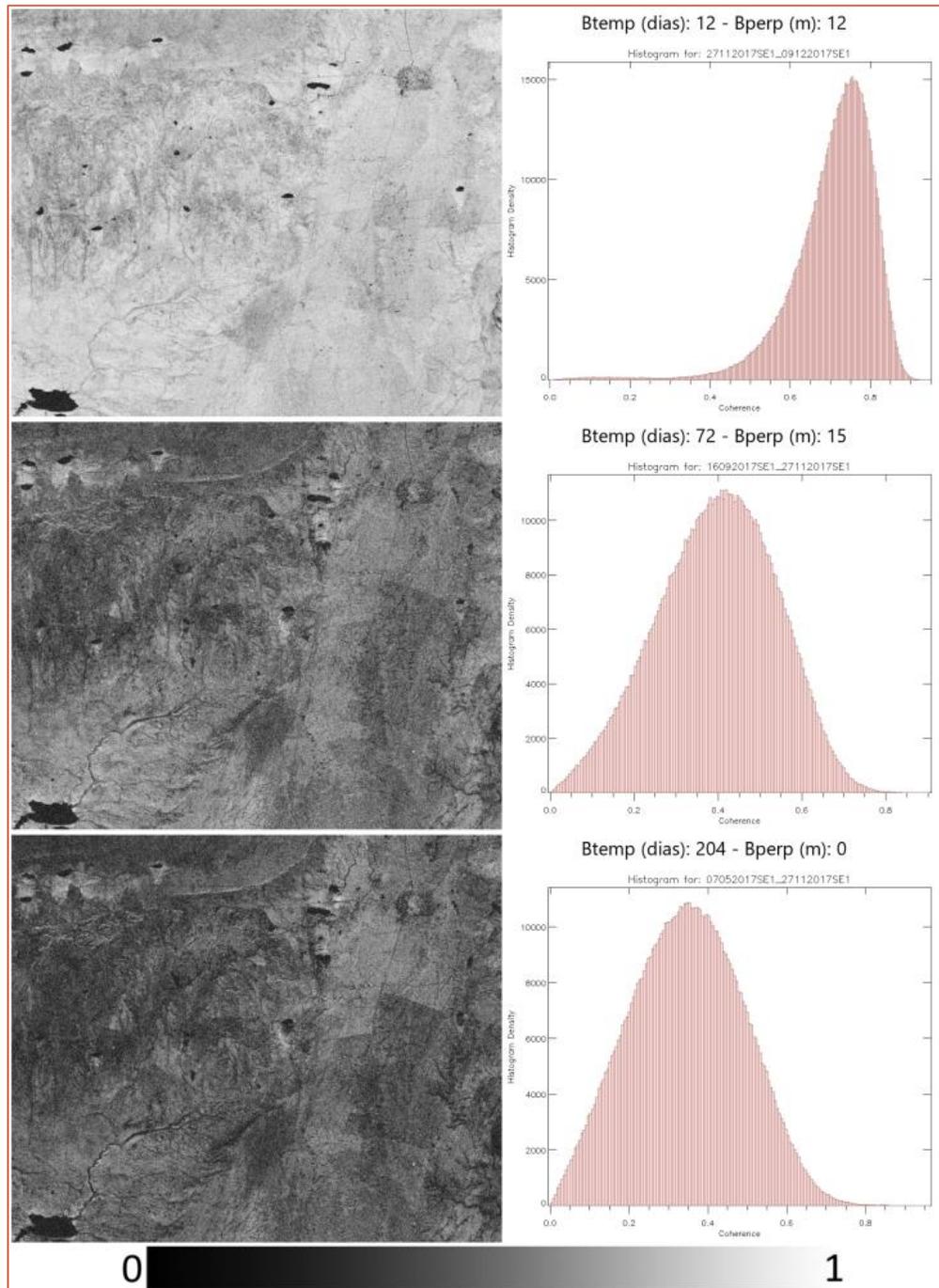


FIGURA 14: EJEMPLOS DE MAPAS DE COHERENCIA DE LAS HERAS (SANTA CRUZ, ARGENTINA). BTEMP: LÍNEA DE BASE TEMPORAL. BPERP: LÍNEA DE BASE PERPENDICULAR. LOS VALORES CERCANOS A 0 INDICAN BAJA COHERENCIA. CADA IMAGEN TIENE COMO REFERENCIA LA FECHA 27/11/2017. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA

3.4 Interferometría diferencial

La técnica de interferometría diferencial (en inglés: Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar - DInSAR) 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). Para ello, es necesario contar con dos imágenes SAR tomadas desde la misma posición orbital (línea de base perpendicular igual a cero) pero en dos instantes de tiempo distintos. Si con dichas imágenes se genera un interferograma topográfico y se le compensa la topografía utilizando un DEM (del inglés, Digital Elevation Model: Modelo Digital de Elevaciones), el resultado será una imagen que contiene desplazamiento en la dirección LOS.

Consideremos el siguiente ejemplo: En la Figura 15, el terreno sufrió un desplazamiento entre dos instantes de tiempo (t_1 y t_2) por lo que el punto P1 pasó a estar en la posición P1'.

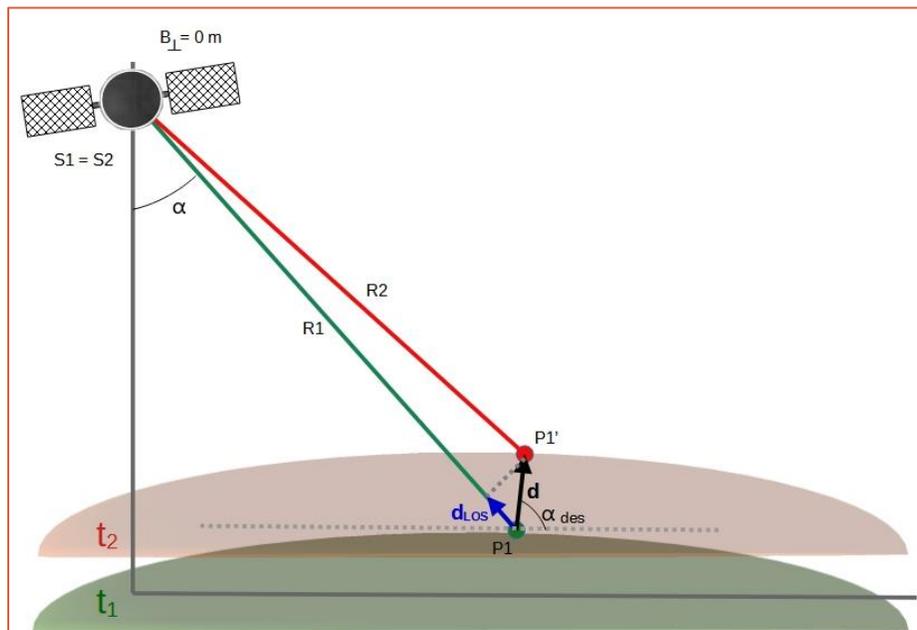


FIGURA 15: GEOMETRÍA DE ADQUISICIÓN DInSAR. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN HANSEN, 2001

Con la técnica DInSAR es posible determinar la magnitud del vector desplazamiento proyectado en LOS (d_{LOS}), el cual quedará determinado por:

$$d_{LOS} = d \cdot \sin(\alpha - \alpha_{des}) \quad \text{Eq. 14}$$

Donde α corresponde al ángulo de observación del satélite y α_{des} es el ángulo del vector desplazamiento d . Dado que la fase contiene la información altimétrica, ésta quedará determinada como:

$$\Delta\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi R_1}{\lambda} - \left(-\frac{4\pi R_2}{\lambda}\right) = -\frac{4\pi(R_1 - R_2)}{\lambda} = -\frac{4\pi}{\lambda} d_{LOS} \quad \text{Eq. 15}$$

Si bien el hecho de que las deformaciones se miden con imágenes tomadas desde la misma posición orbital es importante mencionar que se está hablando de una situación teórica, que se aleja de la realidad. Entre cada pasada del satélite por el área de estudio, la imagen es tomada en una posición orbital distinta, como lo indica el diagrama de la Figura 11b. Por lo tanto, el producto generado será un interferograma topográfico con una componente de deformación (Eq. 16).

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp}}{r \cdot \sin(\alpha)} \cdot z + \frac{4\pi}{\lambda} d_{LOS} \quad \text{Eq. 16}$$

Si se tiene información externa sobre la topografía de la zona, como por ejemplo un DEM, la componente altimétrica puede ser eliminada del interferograma y el producto final, llamado interferograma diferencial, contendrá sólo información sobre la deformación que haya ocurrido a lo largo de la línea de vista del satélite.

El desplazamiento que se quiere estudiar puede analizarse utilizando el signo que resulte de la diferencia de la señal ($\Delta\phi$), en términos de acortamiento o alargamiento de la fase. Si en el periodo comprendido entre las dos imágenes el terreno sufrió solevamiento, éste se encontrará “más cerca” del sensor, y la señal encontrará el terreno antes. Esto se entiende como un acortamiento de la señal de la imagen más nueva con respecto a la más antigua, por lo que la distancia al terreno en la adquisición 2 será menor a la 1 ($R_1 - R_2 > 0$), por lo que, tanto d_{LOS} como $\Delta\phi$ serán mayores a 0. En cambio, si el terreno sufrió subsidencia, éste se “alejó” del sensor y la señal en la adquisición 2 se habrá alargado con respecto a la 1 ($R_1 - R_2 < 0$) y tanto d_{LOS} como $\Delta\phi$ serán menores a 0.

3.4.1 Limitaciones

Una de las principales limitaciones de la técnica DInSAR se basa en que las deformaciones observadas son las proyecciones de estas, en la dirección de LOS y un estudio del signo de la deformación no es suficiente para determinar la dirección de la deformación. Si tomamos como ejemplo la órbita ascendente, en la Figura 16 se puede observar que un alargamiento de la señal vale tanto para una deformación con componente vertical u horizontal, sin poder discriminar a cuál de los dos corresponde. Sin embargo, la disponibilidad de imágenes obtenida desde órbitas distintas (ascendentes y descendentes, por ejemplo) permite la obtención de al menos dos componentes de esa deformación: vertical y este-oeste.

$$d_{LOS}^{(Este)} = \frac{d_{LOS}^{(Desc)} - d_{LOS}^{(Asc)}}{2 \sin(\alpha)} \quad \text{Eq. 17}$$

$$d_{LOS}^{(Vertical)} = \frac{d_{LOS}^{(Desc)} + d_{LOS}^{(Asc)}}{2 \cos(\alpha)} \quad \text{Eq. 18}$$

Las Eq. 17 y Eq. 18 pueden demostrarse aplicando simple geometría siempre que se asuma que el ángulo de observación de la pasada ascendente (α_1) y descendente (α_2) sea el mismo para las dos órbitas. Aun así, si se contara con ángulos de vista distintos, la descomposición de ambas componentes estaría dado por la siguiente ecuación matricial:

$$\begin{pmatrix} d_H \\ d_v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin(\alpha_1) & \cos(\alpha_1) \\ -\sin(\alpha_2) & \cos(\alpha_2) \end{pmatrix}^{-1} \cdot \begin{pmatrix} d_{LOS_1} \\ d_{LOS_2} \end{pmatrix} = \frac{\begin{pmatrix} d_{LOS_1} \cos(\alpha_2) - d_{LOS_2} \cos(\alpha_1) \\ d_{LOS_1} \sin(\alpha_2) - d_{LOS_2} \sin(\alpha_1) \end{pmatrix}}{\sin(\alpha_1 + \alpha_2)} \quad \text{Eq. 19}$$

La Eq. 19 no incluye la descomposición en la dirección Norte-Sur. Esto se debe a que los satélites vuelan en órbitas cercanas a las polares, por lo tanto la deformación en esta dirección no puede medirse fehacientemente (Mastro et al., 2020). Dada esta limitación, diversos estudios se llevan a cabo para determinar la componente Norte-Sur mediante la combinación de datos provenientes de varios satélites y órbitas (Fialko et al., 2001; Gudmundsson et al., 2002)

Extendiendo el análisis de signos de la deformación realizado para la Eq. 16 a dos interferogramas de órbitas distintas, es posible determinar la orientación en LOS de la componente de deformación (d) (Figura 16). Para el caso de una deformación vertical, los signos de las deformaciones detectadas en cada par interferométrico, en términos de alargamiento o acortamiento

de la señal, son iguales, tanto para subsidencia (caso a: alargamiento de ambas señales, $(+)d_{asc}$ y $(+)d_{des}$), o sollevamiento (caso b: acortamiento de ambas señales, $(-)d_{asc}$ y $(-)d_{des}$). Para las deformaciones con componentes horizontales, los signos de las señales son opuestos en componente Este (caso c: acortamiento $(-)$ de la señal en ascendente y alargamiento $(+)$ de la señal en descendente) y Oeste (caso d: alargamiento $(+)$ de la señal en ascendente y acortamiento $(-)$ en descendente). La aplicación de las Eq. 17 y Eq. 18 permitirá darle magnitud a la componente LOS de la deformación.

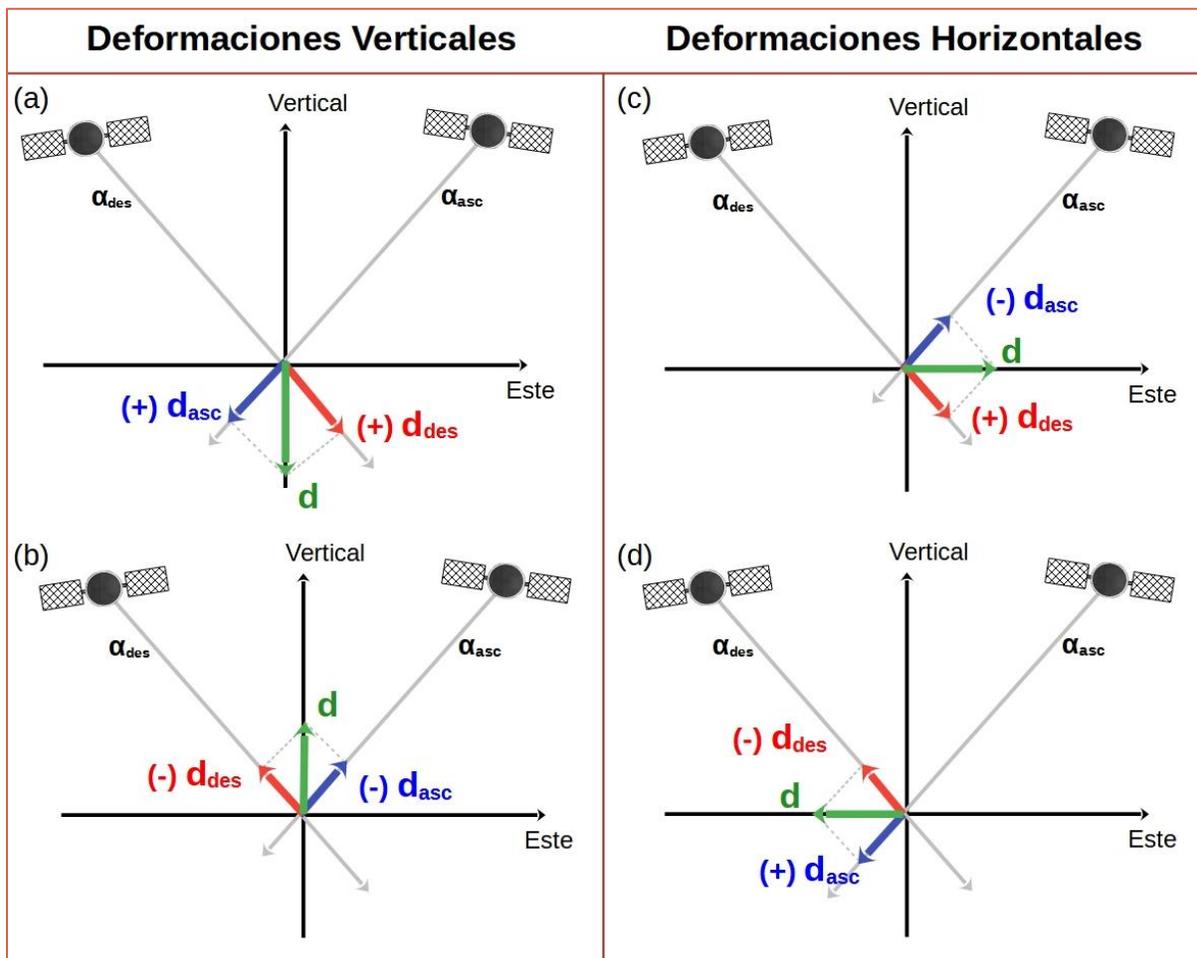


FIGURA 16: ESQUEMA DE ALARGAMIENTOS Y ACORTAMIENTOS DE LA SEÑAL DE ACUERDO A LA ORIENTACIÓN DE LA DEFORMACIÓN. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN MASTRO ET AL., 2020.

3.4.2 Desenrollado de fase

Como se mencionó previamente, un interferograma es la diferencia de fase entre dos fechas, modulado en 2π , lo que se conoce como fase enrollada. Esta diferencia de fase no permite establecer valores de altura ni determinar magnitudes de deformación. Sin embargo, es posible determinar la deformación relativa entre dos puntos A y B mediante la cantidad de franjas interferométricas (f) entre ellos. Como un ciclo de fase corresponde a $\lambda/2$, el desplazamiento puede determinarse como:

$$\delta_{AB}^{LOS} = f \cdot \lambda/2 \quad \text{Eq. 20}$$

La Figura 17 es una comparativa entre un interferograma enrollado y uno desenrollado. Entre los puntos A y B del interferograma enrollado, pueden contarse 11 ciclos de fase (11 veces el patrón de colores), por lo tanto, aplicando la Eq. 20 para el sensor Sentinel-1 ($\lambda = 5.2$ cm), se obtiene un desplazamiento de 28.6 cm en LOS. La misma diferencia puede encontrarse en el interferograma desenrollado, analizando la escala de colores.

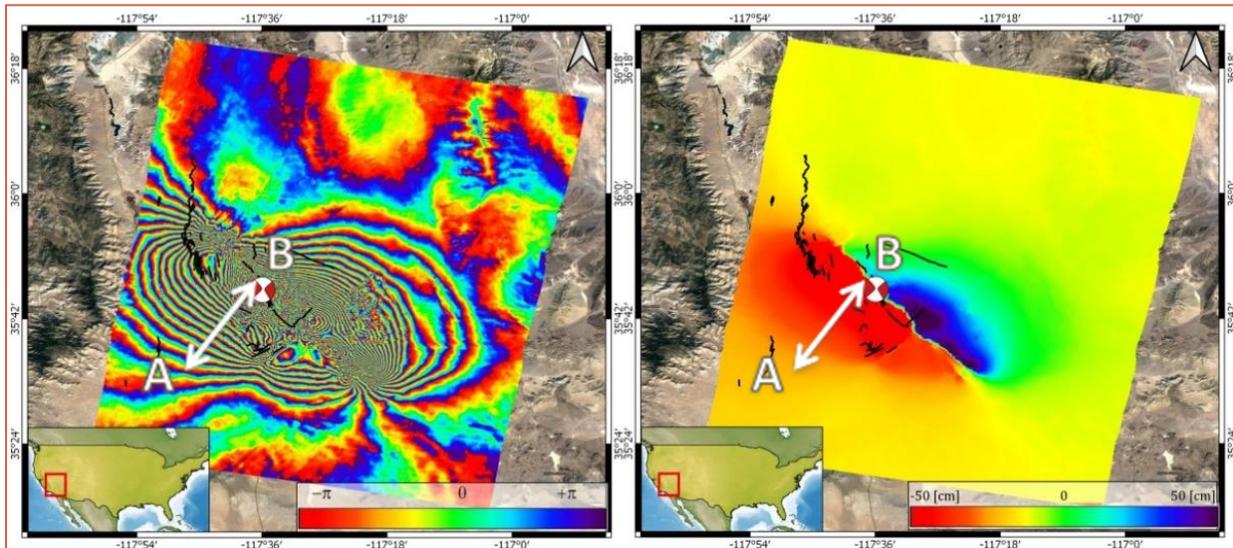


FIGURA 17: EJEMPLOS ENTRE INTERFEROGRAMAS ENROLLADOS (IZQUIERDA) Y DESENROLLADOS (DERECHA).

FECHAS QUE CONFORMAN EL PAR: 04/07/2019 Y 23/04/2019 - SENSOR SENTINEL-1. FUENTE:

ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN CAMISAY ET AL., 2020.

El proceso de la transformación de valores de fase a valores continuos se denomina desenrollado de fase y se realiza a partir de un píxel de referencia (Figura 18). Una vez que la fase se encuentra desenrollada, el valor de la deformación se puede obtener mediante Eq. 20. Este proceso

es una de las principales dificultades del procesamiento interferométrico SAR y está fuera de los alcances conceptuales y prácticos de esta tesis.

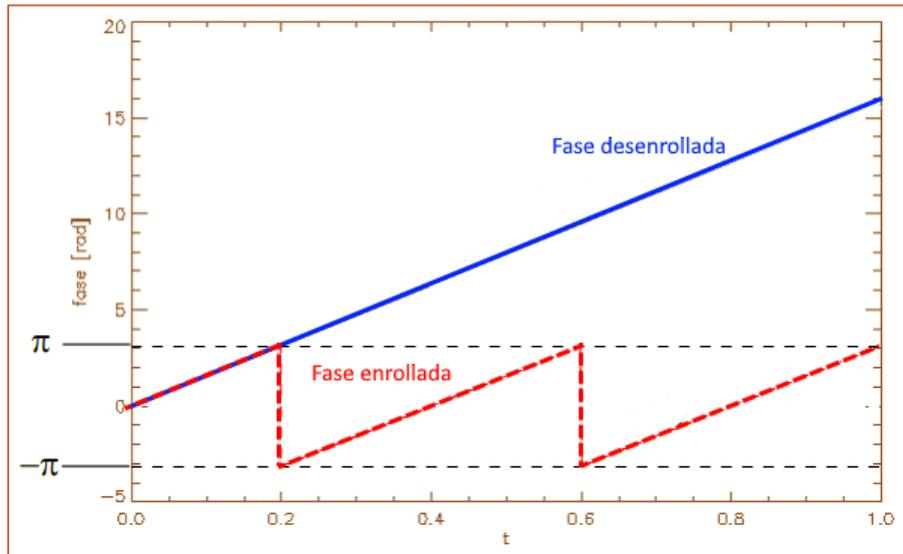


FIGURA 18: EJEMPLO DE FASE ENROLLADA (ROJA) Y DESENROLLADA (AZUL). FUENTE: (EUILLADES, 2017)

3.4.3 Patrones de deformación

Según sea el origen de la deformación, las franjas interferométricas observables siguen patrones que, en general, son característicos de una determinada fuente de deformación. Según la magnitud de las deformaciones, éstas estarán representadas por más o menos cantidad de ciclos de fase. A su vez, algunas deformaciones tendrán carácter local mientras que otras abarcarán varios kilómetros. Algunos ejemplos de lo mencionado anteriormente, para una deformación violenta y de grandes extensiones geográficas, puede ser la generada a causa de movimientos de origen sísmico, mientras que una deformación lenta y local, puede ser un deslizamiento en la ladera de una montaña. Tener un conocimiento de estos patrones resulta importante para poder diferenciar los artefactos atmosféricos que puedan estar presentes. A continuación se presentan ejemplos de patrones de deformación característicos de determinados eventos, aunque cabe mencionar que no son los únicos con los que el usuario puede encontrarse.

3.4.3.1 Terremotos

La Figura 19 muestra un interferograma generado para el estudio del terremoto ocurrido en California, el 6 de julio del 2019 (Mw 7.1) (Camisay et al., 2020). En él, se observan dos lóbulos a lo largo de una línea que se corresponde con una falla geológica (líneas negras), donde se originó el terremoto. En este interferograma es posible determinar el área de deformación del evento, siendo de aproximadamente 5600 km². En cercanías al epicentro (pelota de playa), puede observarse un área más ruidosa, a causa de la pérdida de coherencia generada por cambios en la superficie como producto del movimiento telúrico.

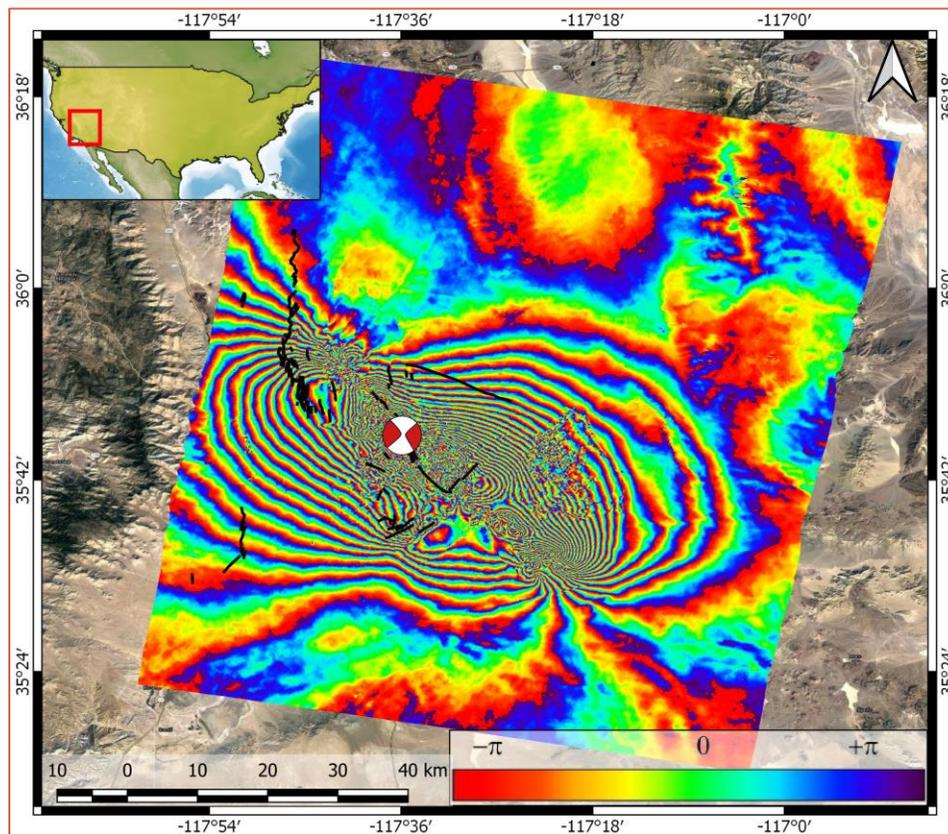


FIGURA 19: PATRÓN DE DEFORMACIÓN DE EFECTO SÍSMICO. INTERFEROGAMA ENTRE 04/07/2019 Y 23/04/2019 - SENSOR SENTINEL-1. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN CAMISAY ET AL., 2020.

3.4.3.2 Erupciones volcánicas

Al igual que para terremotos, la capacidad de estudiar grandes áreas de deformación permite también el análisis de fenómenos de inflación o deflación volcánica. Estas deformaciones son, principalmente, verticales, producto del movimiento ascendente o descendente del magma y/o sistemas hidrotermales. Este tipo de deformaciones se asemejan a círculos concéntricos a la fuente de deformación. Para los casos donde se estudia la deformación de un volcán luego de una erupción, la emisión de ceniza generará que el interferograma final tenga valores de coherencia muy baja. La Figura 20 muestra un interferograma del volcán Sabancaya (Perú), donde puede observarse círculos concéntricos al cráter del volcán (Boixart et al., 2020).

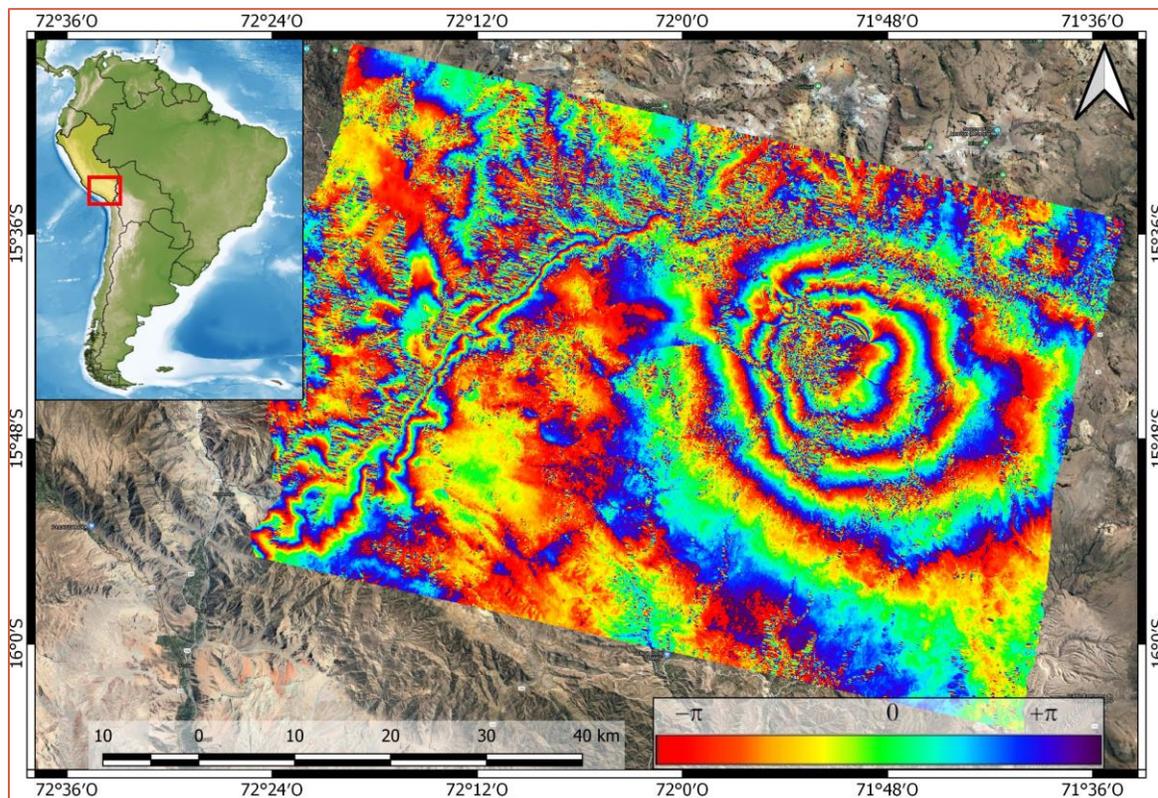


FIGURA 20: PATRÓN DE DEFORMACIÓN PROVOCADO POR FENÓMENOS VOLCÁNICOS. INTERFEROGRAMA ENTRE LAS FECHAS 12/11/2014 Y 15/09/2017 – SENSOR SENTINEL 1. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA EN BASE A BOIXART ET AL., 2020

3.4.3.3 Deslizamientos

Los deslizamientos de masas de tierra también pueden ser detectados, siempre que estos tengan una velocidad de movimiento muy lenta o lenta (Cigna et al., 2013), ya que los movimientos rápidos generan pérdida de coherencia. Estos fenómenos son comunes en las zonas con relieve pronunciado (por ej. Montañas) y su monitoreo es importante para evitar pérdidas humanas o económicas. La Figura 21 muestra un deslizamiento en la provincia de Catamarca, Argentina, en las Sierras de Ambato (Luna et al., 2021). Los deslizamientos pueden observarse en formas diversas, pero generalmente responden a la forma de “gotas” o pequeñas manchas dispuestas en las laderas de sierras o montañas. Los deslizamientos se observan siempre de forma más local que aquellas deformaciones generadas, por ejemplo, por terremotos.

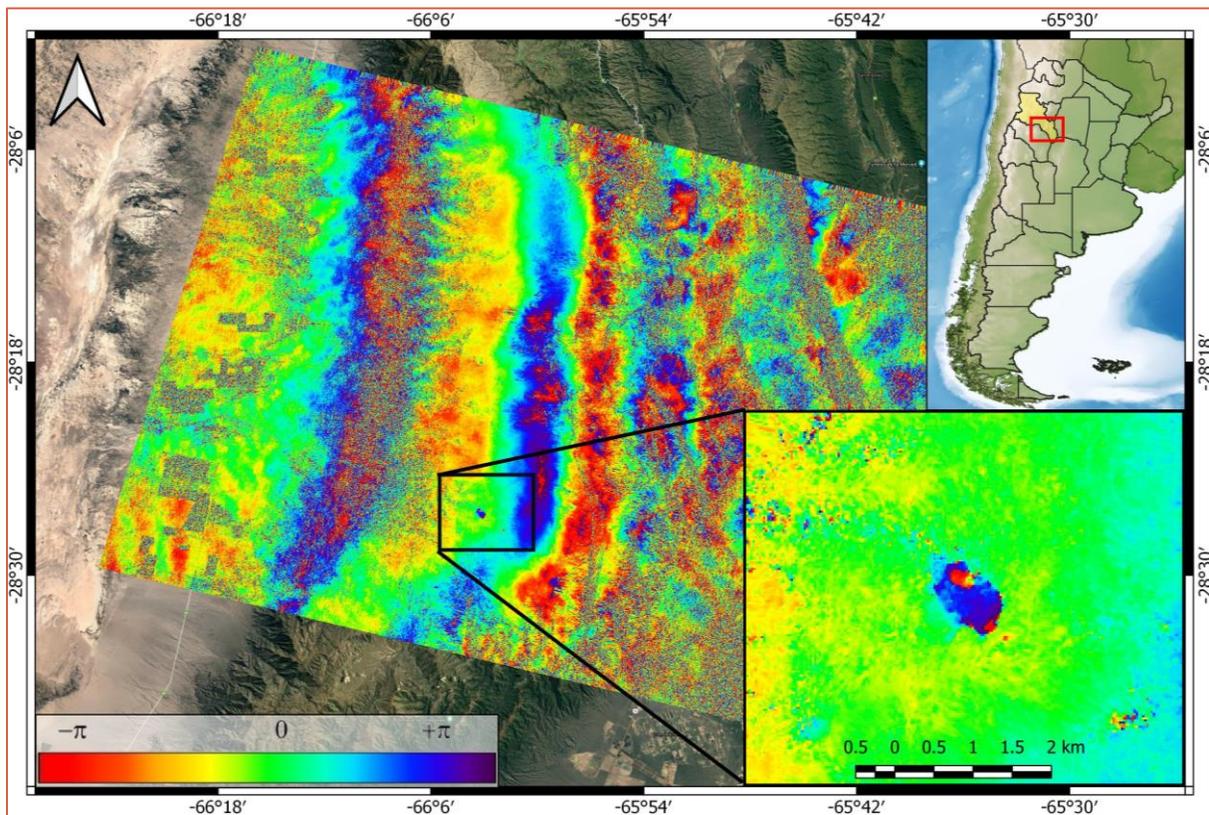


FIGURA 21: PATRÓN DE DESLIZAMIENTO EN LAS SIERRAS DE AMBATO, CATAMARCA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN LUNA ET AL., 2021

3.4.3.4 Actividad antropogénica

Dentro de las deformaciones generadas por actividad humana puede mencionarse la inyección o extracción de líquidos, propias de actividades como la petrolera o acuifera. La Figura 22 muestra un ejemplo de deformación como producto de la actividad petrolera en la Patagonia Argentina (Santa Cruz). Pueden observarse varias deformaciones a lo largo de los campos petrolíferos de la zona, producto de la inyección de líquidos para la extracción de petróleo (Isuani et al., 2017). Al igual que los deslizamientos, estos tipos de deformaciones son locales, aunque suelen ser más intensas (se pueden observar más ciclos de fase en áreas reducidas).

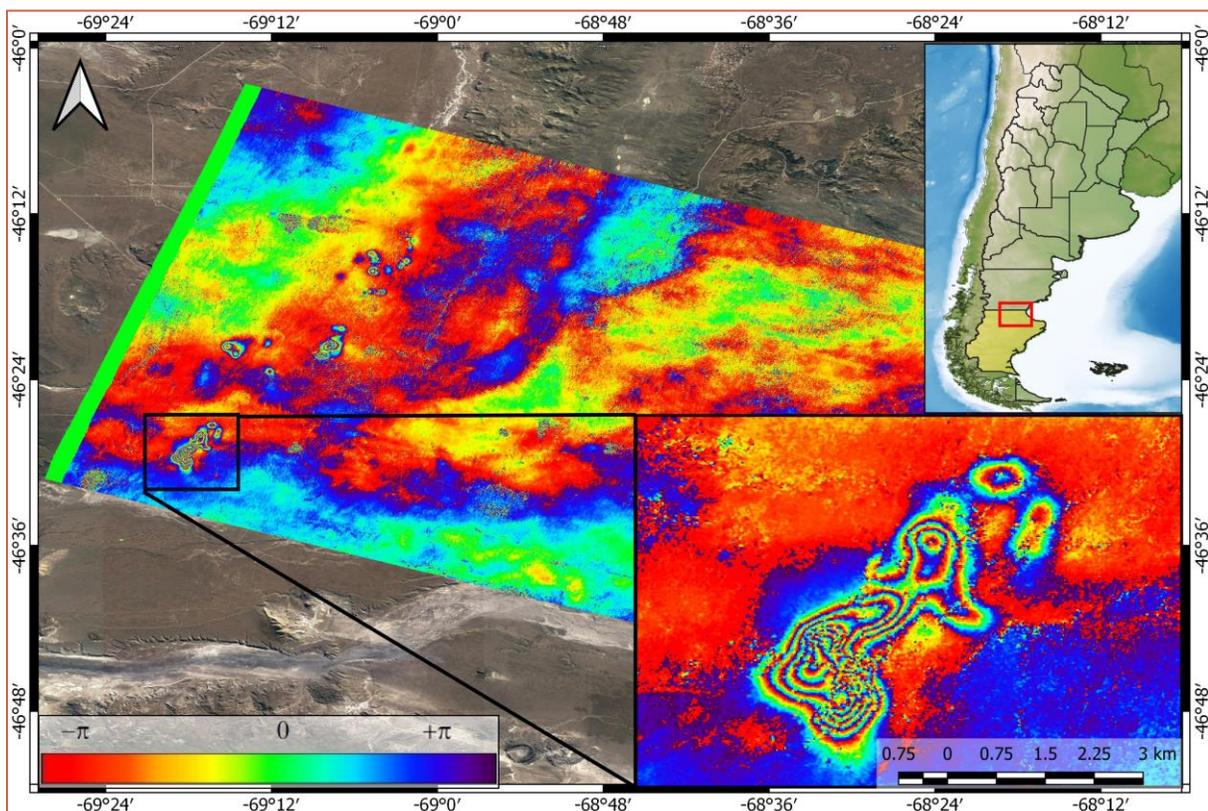


FIGURA 22: INTERFEROGRAMA ENTRE LAS FECHAS 07/01/2016 Y 24/04/2017 - SENSOR SENTINEL 1.

FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN ISUANI ET AL., 2017

3.4.4 Series de tiempo DInSAR

Una de las aplicaciones más importantes de la técnica DInSAR es la generación de series de tiempo que permiten monitorear la evolución y comportamiento de un fenómeno de deformación a lo largo del tiempo. Esto se logra mediante la combinación de imágenes tomadas a lo largo de un determinado tiempo. Las dos técnicas más utilizadas para la generación de series temporales son Permanent Scatterers (PS) y Small BAseline Subsets (SBAS). El desarrollo de esta tesis está basado en la técnica SBAS.

3.4.4.1 Permanent Scatterers

En esta técnica, se generan pares interferométricos utilizando una única imagen de referencia y se analiza la coherencia de los píxeles, seleccionando aquellos que más valor tengan (Ferretti et al., 2001). El proceso puede dividirse en tres etapas (Ferretti et al., 2000a):

1) Generación de pares interferométricos, independientes a la longitud de la línea de base. La fase del interferograma (φ_i) queda definida como

$$\varphi_i = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot v_r \cdot T_i \quad \text{Eq. 21}$$

Donde v_r es la velocidad de desplazamiento, en LOS, del píxel entre dos fechas y T_i es la línea de base temporal. Para $N + 1$ imágenes SAR, se generan N pares, donde se resuelve un sistema de N ecuaciones (basados en Eq. 18), para cada píxel.

2) Se realiza una primera estimación de los píxeles más estables (permanent scatterers candidates - PSC), analizando la amplitud. En este paso, se realizan compensaciones por errores atmosféricos basados en el filtrado de la señal, aunque si la cantidad de PSC es escasa o muy ruidosa (baja coherencia), esta operación no podrá ser llevada a cabo.

3) Una vez compensado por atmósfera, la velocidad de desplazamiento es computada nuevamente y se realiza una nueva selección de PS. Los pasos 2 y 3 se realizan en forma iterativa indicando un umbral de coherencia (que variará según la zona a analizar). Los PS finales podrán ser hasta 10 veces mayores a los PSC iniciales (Ferretti et al., 2000b) ya que luego de las correcciones atmosféricas podrían identificarse nuevos PS.

Si bien la mayor ventaja de la técnica es el uso de todas las imágenes del set, independiente a la línea de base (inclusive si se supera la línea de base crítica), la selección de píxeles puede ser escasa,

especialmente cuando no se está trabajando en zonas urbanas o muy áridas. Adicionalmente, la técnica posee otras desventajas:

- Se necesita un data set de al menos 30 imágenes,
- Los desplazamientos detectados deben ser de naturaleza lenta,
- El número de PS finales debe ser alto (100 PS/km² en áreas urbanas),
- Las áreas a procesar no pueden ser muy extensas (menores a 5x5 km),
- Si la velocidad del desplazamiento no es lineal, los dispersores coherentes no son identificados como PS.

3.4.4.2 Small Baseline Subset

Esta técnica se diferencia de PS ya que los interferogramas se generan con líneas de base espacial y temporal pequeñas, a fin de minimizar los efectos de decorrelación. Esto se logra indicando umbrales, los cuales dependerán de la zona de estudio:

- Temporales: Depende, principalmente, de las propiedades de los elementos dispersores del suelo. Si estos elementos cambian rápidamente (como el ejemplo mostrado en la Figura 13), el umbral temporal deberá ser chico (< 60 días), para evitar el fenómeno de decorrelación temporal. Sin embargo, en zonas más áridas o urbanas, este umbral puede ser mucho mayor (> 100 días).
- Espacial: Si bien dependerá de la misión satelital a utilizar, se busca que las líneas de base espaciales sean lo más pequeñas posibles (menores a un tercio de la línea de base crítica) ya que esto minimiza la decorrelación. Para el caso del sensor SENTINEL, las órbitas permiten que las líneas de base espacial entre dos pasos del satélite sean de los pocos metros y, usualmente, no superan los ± 100 m de separación¹⁰. Sin embargo, otros sensores como SAOCOM, tienen líneas de base espacial mayores, llegando a superar los 1000 m.

Si se cuenta con $N + 1$ imágenes SAR de la misma área, adquiridas en distintos tiempos $(t_0, t_1, t_2, \dots, t_N)$, se toman imágenes de a pares para generar M interferogramas, donde M puede tomar valores entre:

¹⁰ <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions/sentinel-1/satellite-description/orbit>. Fecha de último ingreso: 17/05/2022

$$\frac{N+1}{2} \leq M \leq N \left(\frac{N+1}{2} \right) \quad \text{Eq. 22}$$

La imagen adquirida en el t_0 es considerada la época de referencia (por lo tanto, con deformación igual a 0), y la deformación de cada par se determinará con respecto a ella. Esto es: Si se considera un píxel i con coordenadas en acimut y rango (x, r) obtenidas en los tiempos t_1 y t_2 , la fase interferométrica queda determinada como

$$\varphi_i(x, r) = \frac{4\pi}{\lambda} [d(t_2, x, r) - d(t_1, x, r)] \quad \text{Eq. 23}$$

Donde $d(t_2, x, r)$ y $d(t_1, x, r)$ representan la deformación acumulada de cada época, con respecto a t_0 . De esta manera es posible generar un sistema de M ecuaciones cuya solución permite determinar N desplazamientos en el tiempo (Berardino et al., 2002).

$$\begin{cases} \Delta\varphi_{1-2} = \varphi_2 - \varphi_1 \\ \Delta\varphi_{1-3} = \varphi_3 - \varphi_1 \\ \Delta\varphi_{3-5} = \varphi_5 - \varphi_3 \\ \vdots \\ \Delta\varphi_{i-j} = \varphi_j - \varphi_i \end{cases} \quad \text{Eq. 24}$$

El sistema de ecuaciones (Eq. 24) se puede resolver para cada píxel. Sin embargo, esto dependerá de la coherencia que mantenga cada píxel a lo largo de la serie, ya que si la coherencia del píxel no se mantuvo estable, la serie tendrá una componente de ruido. Esto dependerá, principalmente, de las características de la cobertura del suelo de la zona a estudiar.

Una vez obtenidos los N desplazamientos, se puede determinar la velocidad media de deformación como lo esquematiza la Figura 23. La principal ventaja de esta técnica es que permite estudiar una deformación con una muestra temporal mayor, y para áreas más extensas con respecto a la técnica PS.

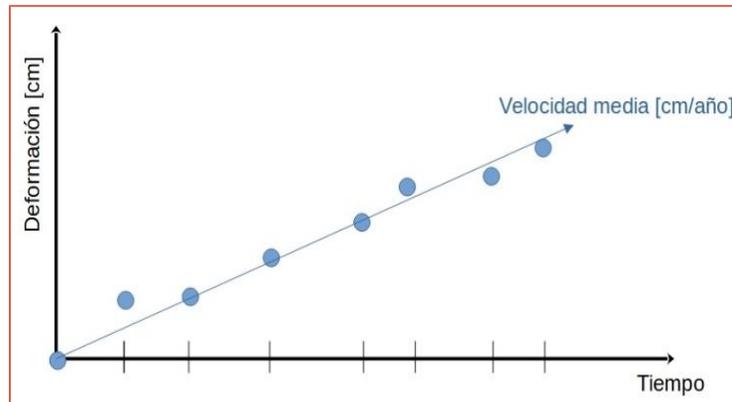


FIGURA 23: ESQUEMATIZACIÓN DE LA VELOCIDAD MEDIA DE DEFORMACIÓN OBTENIDA CON LA TÉCNICA SBAS. LOS PUNTOS INDICAN CADA ADQUISICIÓN. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN BERARDINO ET AL., 2002.

Los pasos clave en la generación de series de tiempo de deformación son:

- Los pares de datos utilizados en la generación de interferogramas son seleccionados con el objetivo principal de minimizar la decorrelación. Para ello se indican umbrales para la máxima separación temporal y espacial (líneas de base) entre las órbitas de cada par, a fin de maximizar la cantidad de píxeles coherentes.
- Como la fase interferométrica se encuentra en módulos de 2π (lo que se conoce como fase enrollada), la señal debe reconstruirse en valores continuos (fase desenrollada). Esto puede realizarse mediante el algoritmo de Flujo de Mínimo Costo (MCF, por su siglas en inglés) para SBAS (Pepe & Lanari, 2006), donde los interferogramas son calibrados con respecto a un único píxel tomado como referencia y ubicado en un área coherente y estable (o con deformación conocida).
- El método de Descomposición en Valores Singulares (SDV, por sus siglas en inglés) (Strang, 1988) es aplicado para “combinar” los interferogramas desenrollados y resolver el sistema de ecuaciones lineales generado píxel a píxel (Eq. 24).
- Como paso final, se aplica un filtrado espacio-temporal para estimar y remover posibles artefactos atmosféricos entre los pares. Eso es a causa de que la correlación de la componente atmosférica es alta en espacio pero baja en tiempo (Ferretti et al., 2000b).

4 Errores atmosféricos en DInSAR

Si se dice que un interferograma diferencial o topográfico contiene sólo deformación o topografía, se está considerando que no hay interacciones externas que afectan la señal, por lo que se estaría asumiendo un caso teórico. En la realidad, la señal emitida por los sensores SAR sufre diversos errores generados por la presencia de la atmosfera, por cálculos de las órbitas, introducidos por el DEM, entre otros. Se podría resumir entonces, que la fase está compuesta por:

$$\phi_p^{t_i} = \phi_{p,geom}^{t_i} + \phi_{p,prop}^{t_i} + \phi_{p,disp}^{t_i} ; -\pi \leq \phi < \pi \quad \text{Eq. 25}$$

Donde, para cada píxel p en un tiempo t_i , la fase ϕ estará afectada por efectos geométricos ($\phi_{p,geom}^{t_i}$), de propagación ($\phi_{p,prop}^{t_i}$) y cambios en los dispersores del suelo ($\phi_{p,disp}^{t_i}$) (Hanssen, 2001). Dentro de los efectos geométricos se puede mencionar errores en los cálculos de las órbitas o errores en el DEM. Los errores por decorrelación son los generados por los cambios en los dispersores, y los errores de propagación, por los cambios en la distribución del vapor de agua troposférico. Si bien los errores de propagación también incluyen la ionósfera, su influencia es menor y depende de la longitud de onda de la antena así como de la latitud de la zona de estudio (Jung et al., 2014; Massonnet & Feigl, 1998). Los efectos ionosféricos no serán objeto de estudio de esta tesis y las menciones sobre la atmósfera incluirá solamente los efectos generados en la tropósfera.

Los errores provocados por la interacción con el vapor de agua se deben principalmente a dos estados atmosféricos diferentes. Cuando la señal atraviesa masas de vapor de agua, la velocidad de propagación disminuye generando que a la señal le tome más tiempo llegar al objetivo y, por lo tanto, se generarán inconsistencias en el cálculo de la distancia al terreno. La influencia atmosférica en los 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 la deformación y que esta quede enmascarada.

En interferometría SAR se pueden distinguir dos tipos de señal atmosférica basadas en su origen físico: turbulenta y estratificada. Mientras que la señal estratificada es función de la altura topográfica, la turbulenta es un proceso no lineal en espacio y tiempo. Como un procesamiento

interferométrico no está compuesto por un único par de imágenes, es común encontrarse con casos donde predomine una componente sobre la otra, mientras que en otros casos serán mixtos.

4.1 Estratificación

La estratificación vertical es el resultado de variaciones en el índice de refracción N a lo largo de un perfil vertical en dos adquisiciones distintas, asumiendo homogeneidad en las capas horizontales de la atmósfera. Este efecto está correlacionado con la topografía del lugar y por lo tanto, su presencia es mayor en zonas montañosas que en llanura (Hanssen, 2001).

Si se consideran dos puntos sobre el terreno p y q (Figura 24), a diferentes alturas uno de otro, y asumiendo una línea de base perpendicular igual a cero, el cambio de fase puede expresarse como:

$$\phi_p^{t_i} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} (z_{ps} + \delta_{ps}^{t_i}) \quad \text{Eq. 26}$$

$$\phi_q^{t_i} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} (z_{ps} + z_{qp} + \delta_{ps}^{t_i} + \delta_{qp}^{t_i}) \quad \text{Eq. 27}$$

Donde z_{ps} es la distancia entre p y el satélite s y $\delta_{ps}^{t_1}$ es el retardo de la señal en un tiempo inicial t_i . La fase interferométrica para ambos puntos queda entonces, determinada como:

$$\varphi_p = \phi_p^{t_1} - \phi_p^{t_2} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} (\delta_{ps}^{t_1} - \delta_{ps}^{t_2}) \quad \text{Eq. 28}$$

$$\varphi_q = \phi_q^{t_1} - \phi_q^{t_2} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} (\delta_{ps}^{t_1} + \delta_{qp}^{t_1} - \delta_{ps}^{t_2} - \delta_{qp}^{t_2}) \quad \text{Eq. 29}$$

La fase entre ambos puntos quedará determinada como:

$$\varphi_{pq} = \varphi_p - \varphi_q = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} (\delta_{qp}^{t_1} - \delta_{qp}^{t_2}) \quad \text{Eq. 30}$$

En la Eq. 30, los términos $\delta_{qp}^{t_1}$ y $\delta_{qp}^{t_2}$ no son iguales, por lo tanto, el interferograma contendrá una contribución atmosférica. Esta contribución está relacionada con el índice de refracción mediante:

$$\delta_{pq}^{t_i} = 10^{-6} \int_q^p N^{t_i}(z) dz \quad \text{Eq. 31}$$

Por lo tanto, la Eq. 30 puede expresarse como:

$$\varphi_{pq} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta_{inc}} 10^{-6} \int_q^p (N^{t_1}(z) - N^{t_2}(z)) dz \quad \text{Eq. 32}$$

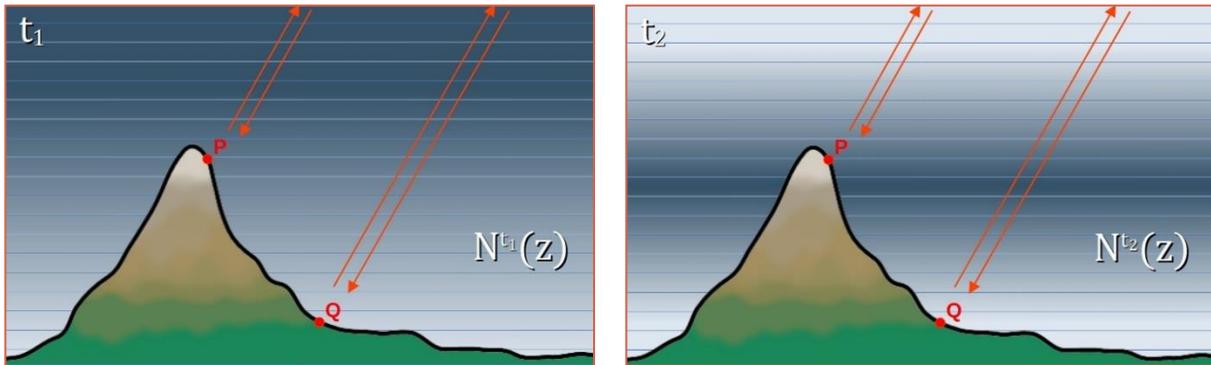


FIGURA 24: EJEMPLIFICACIÓN DE DISTINTOS ESTADOS ATMOSFÉRICOS EN DOS TIEMPOS CON HOMOGENEIDAD EN EL ÍNDICE DE REFRACCIÓN EN CADA NIVEL HORIZONTAL. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN HANSEN, 2001.

La diferencia entre los índices de refracción a lo largo del perfil vertical puede causar una contribución atmosférica significativa. Para poder corregir este error, se debe conocer la diferencia acumulada del retardo de la señal, en ambos tiempos, entre los dos puntos, mediante un perfil vertical de la atmósfera (Hanssen, 2001).

4.1.1 Influencia en DInSAR

Los interferogramas diferenciales afectados por estratificación atmosférica se caracterizan por tener cambios de fase que siguen el patrón de relieve de la zona de estudio, llegándose a confundir con topografía no compensada o con un efecto de deformación que se genere en función de la topografía. A fin de separar el efecto atmosférico de la deformación, se pueden realizar dos análisis:

- Correlación entre fase desenrollada y altura: Este análisis consiste en determinar el índice de correlación existente entre la fase desenrollada con respecto a la altura. Cuando un

interferograma diferencial se encuentra afectado por estratificación, el índice de correlación es >0.5 (Cavalié et al., 2007).

- Análisis topográfico: Si se realiza un perfil topográfico que atraviese la zona con estratificación, se podrá observar si los cambios de fase se corresponden con la topografía. El mismo análisis puede realizarse mediante superposición de curvas de nivel o por comparación visual con un modelo digital de elevaciones cuyos datos se encuentren expresados en ciclos de fase (de $-\Pi$ a Π).

Para ejemplificar los análisis propuestos, se utilizará el área de pre-cordillera de la Provincia de San Juan (Argentina). En la Figura 25 se compara un DEM enrollado contra uno desenrollado, en geometría SAR, con respecto al georreferenciado. La Figura 26 corresponde a interferogramas generados entre dos fechas con su correspondiente gráfico de correlación entre la fase desenrollada y la altura. Para mayor simplicidad, durante el resto de la tesis, los interferogramas seguirán la nomenclatura DDMMYYYYSSS_DDMMYYYYSSS, siendo SSS el identificador del satélite utilizado (en esta tesis, SSS podrá ser SE1: Sentinel-1 o, SAO: SAOCOM), DD corresponde al día, MM al mes y YYYY al año. La primera fecha corresponde a la imagen de referencia (también llamada “máster” y corresponde a la fecha más antigua) y la segunda la secundaria (también llamada “slave”, corresponde a la fecha más nueva).

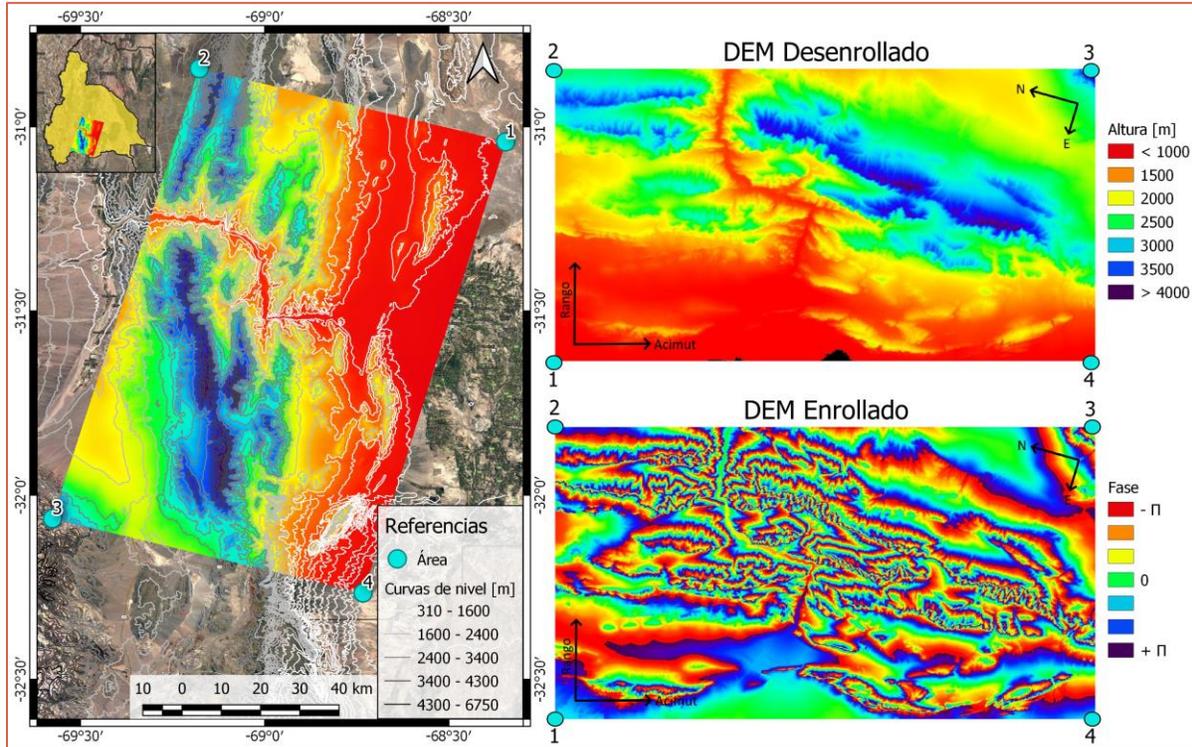


FIGURA 25: MAPA DE UBICACIÓN Y DEMS EN GEOMETRÍA SAR, SOBRE EL ÁREA DE SAN JUAN, ARGENTINA.

FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA.

En primera instancia, puede observarse cómo los interferogramas poseen patrones de cambios de fase que se asemejan a los cambios de fase presentes en el DEM enrollado. Esta comparación daría el primer indicio de que los interferogramas presentan estratificación atmosférica. Por otro lado, si se realiza la comparación entre la fase/altura y se determina el coeficiente de correlación, se podrá obtener un valor estadístico que afirme la presencia de estratificación atmosférica. Para los ejemplos presentados, los coeficientes de correlación son superiores a 0.90, lo que indican que la fase tiene una alta relación con la topografía y, por lo tanto, presentan una alta carga de estratificación atmosférica.

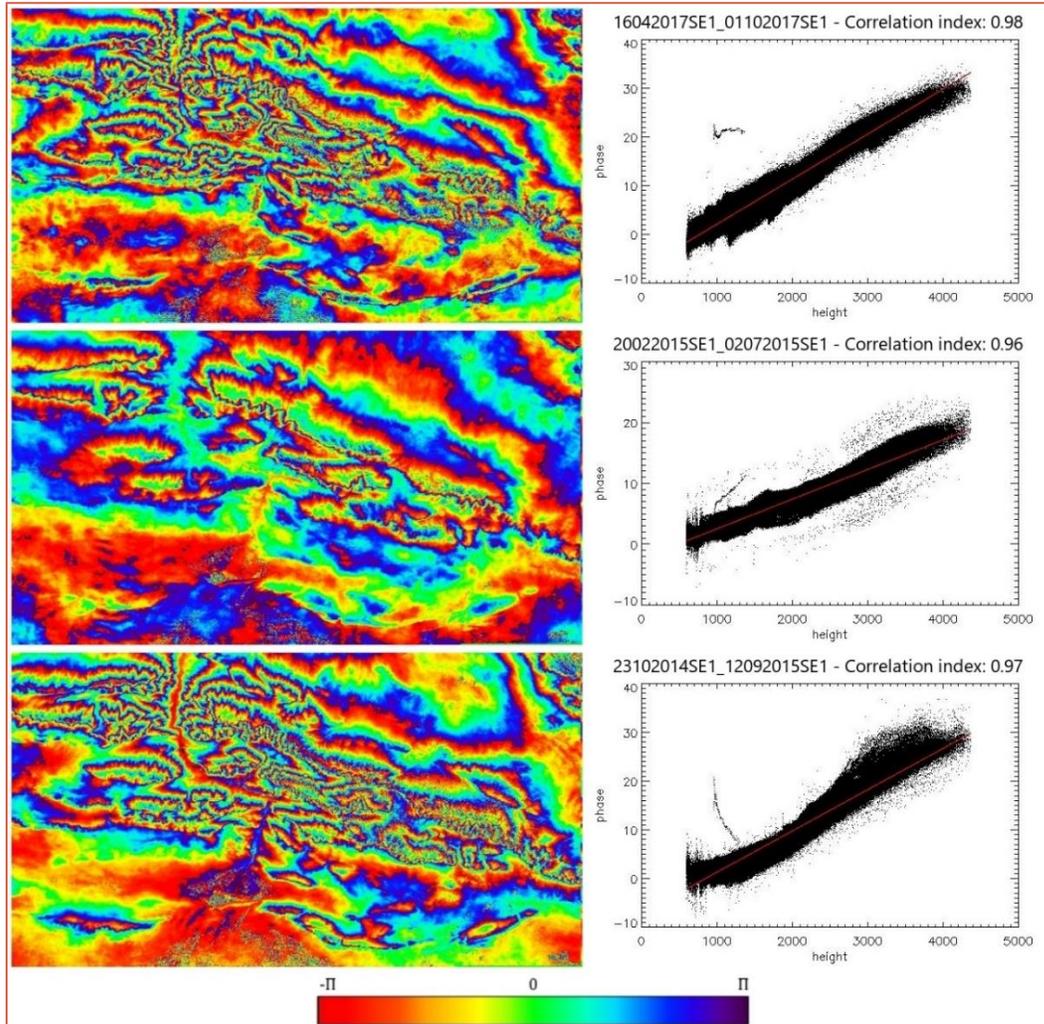


FIGURA 26: EJEMPLOS DE ESTRATIFICACIÓN ATMOSFÉRICA. COLUMNA IZQUIERDA: INTERFEROGRAMAS ENROLLADOS. COLUMNA DERECHA: GRÁFICOS DE FASE VS ALTURA EN METROS. FUENTE: ROSELL ET AL., 2019

Sin embargo, otros casos se dan en interferogramas que poseen coeficiente de correlación bajo, pero los gráficos de dispersión muestran que la correlación existe al analizar intervalos de altura. En la Figura 27 pueden observarse ejemplos de interferogramas donde se observa que la relación fase/altura cambia a partir de los ≈ 2400 m. Los interferogramas (a) y (c) presentan una relación inversa hasta los 2400 m, mientras que, para alturas superiores, la relación se vuelve directa. Un caso inverso ocurre en el interferograma (b).

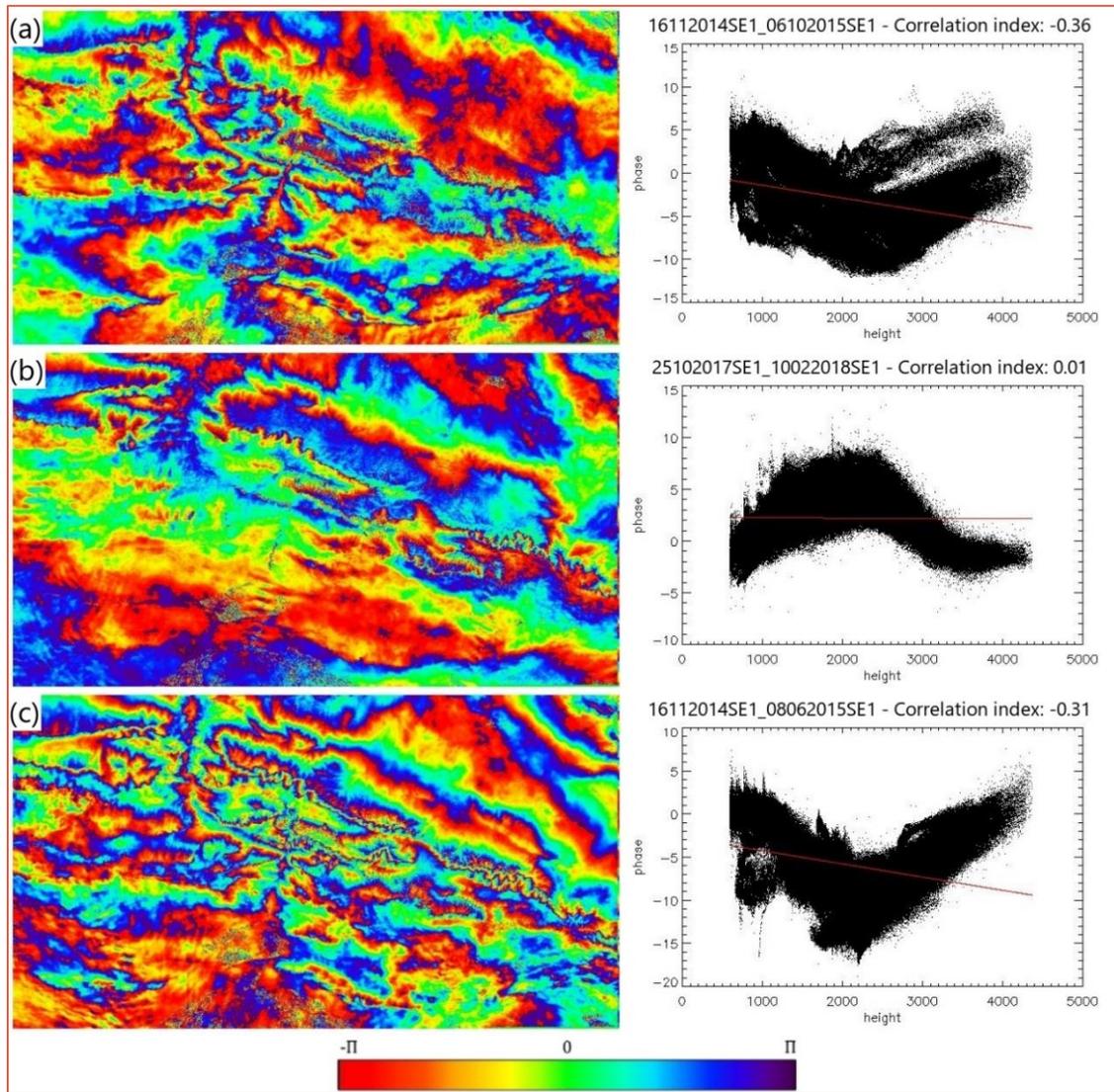


FIGURA 27: EJEMPLOS DE INTERFEROGRAMAS CON TURBULENCIA ATMOSFÉRICA. COLUMNA IZQUIERDA: INTERFEROGRAMAS ENROLLADOS. COLUMNA DERECHA: GRÁFICOS DE FASE VS ALTURA EN METROS.

Por otro lado, algunos casos de estudio presentan complejidades, como cuando la deformación también se presenta como función de la topografía. Este es el caso del volcán Sabancaya (Boixart et al., 2020), en el interferograma diferencial de la Figura 20. En este ejemplo, un análisis visual indicaría la presencia de dos zonas de estratificación atmosférica, una centrada en el edificio volcánico y otra en la zona del Cañón del Colca. Si se analiza el área circundante al volcán, puede observarse patrones circulares, que parecen concéntricos al edificio volcánico, lo que significaría estratificación atmosférica. Sin embargo, si se realiza un perfil de elevaciones sobre la zona, se puede

determinar que estos patrones circulares se encuentran desplazados del cráter (Figura 28). Adicionalmente, puede observarse que los cambios de fase no se corresponden con las curvas de nivel que se han superpuesto al interferograma (Figura 29). Finalmente, al analizar el gráfico de fase/topografía no se observa correlación significativa entre ambos (coeficiente = -0.31).

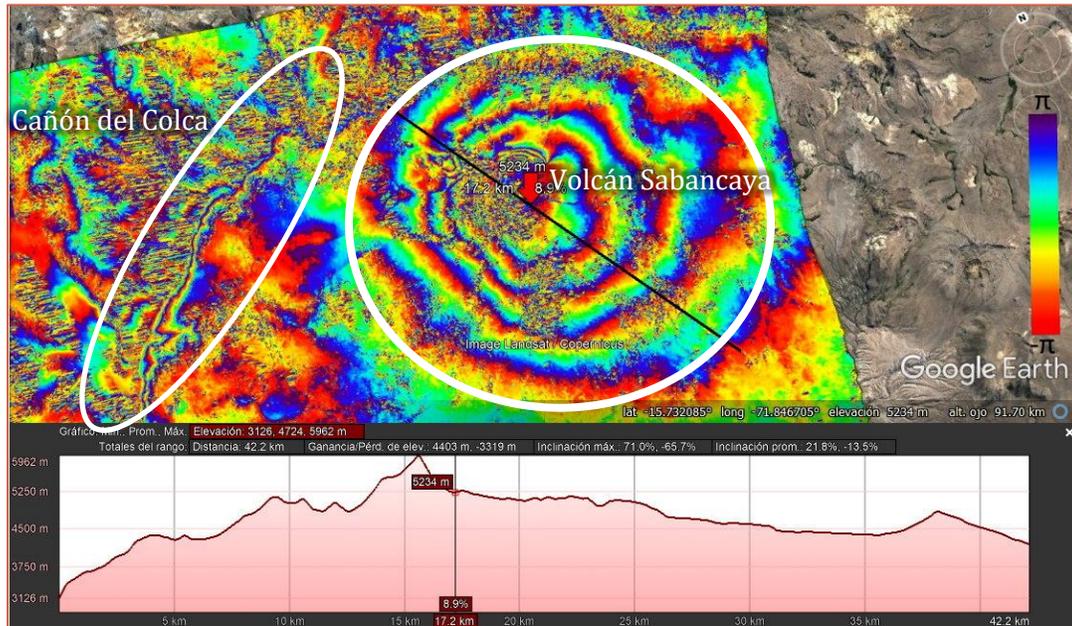


FIGURA 28: PERFIL DE ELEVACIONES SOBRE VOLCÁN SABANCAYA, PERÚ. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN BOIXART ET AL., 2020.

Un último análisis sobre esta área muestra que el sector del Cañón del Colca se observa una relación directa y estrecha hasta los 3000 metros, con un índice de correlación igual a 0.61, mientras que entre los 3000 y 5000 metros la relación se vuelve más ruidosa e inversa y con un coeficiente igual a -0.52. Al calcular el índice de correlación del área total (sin discriminar por alturas), estos dos comportamientos hacen que el índice sea igual a 0.55. Aun así, los tres valores calculados indican la presencia de estratificación atmosférica, ya sea en forma directa o inversa.

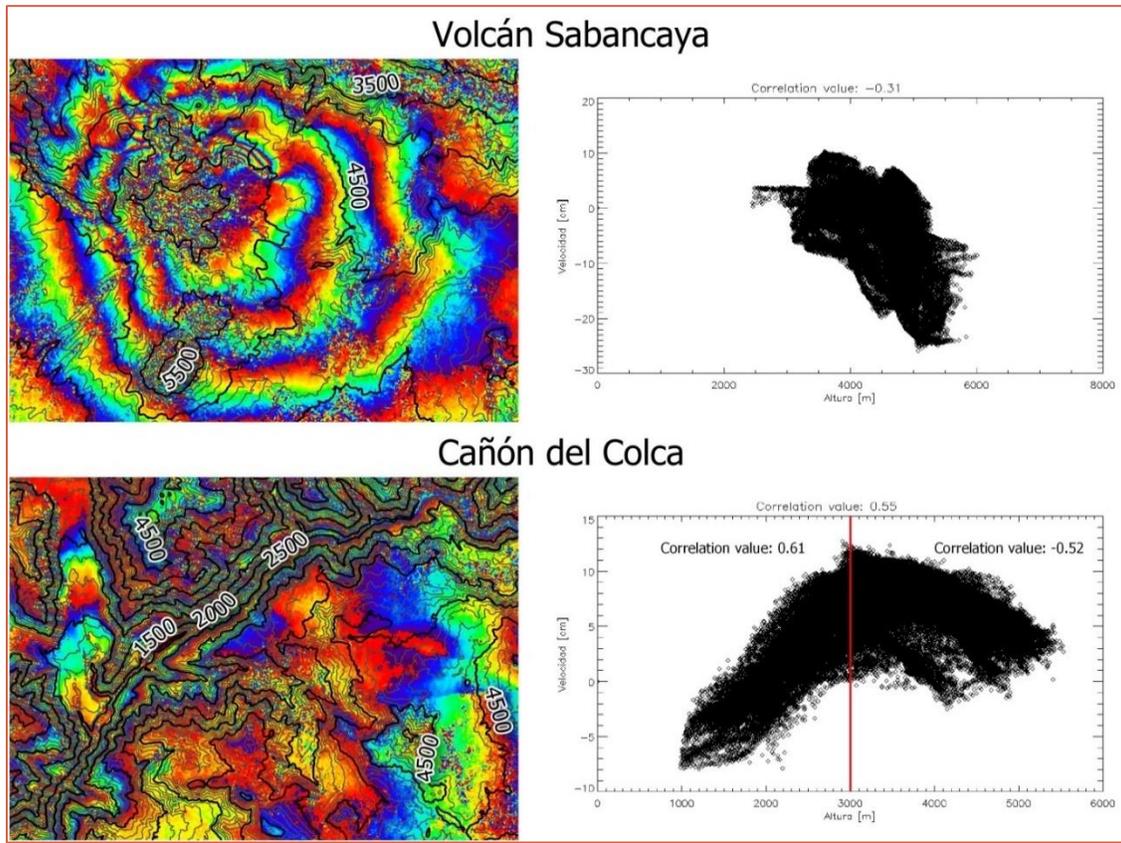


FIGURA 29: FASE ENROLLADA SOBRE EL VOLCÁN SABANCAYA Y EL CAÑÓN DEL COLCA CON CURVAS DE NIVEL SUPERPUESTAS. LOS NÚMEROS CORRESPONDEN A LAS COTAS DE LAS CURVAS DE NIVEL PRINCIPALES. A LA DERECHA, SUS CORRESPONDIENTES GRÁFICOS DE CORRELACIÓN ENTRE FASE DESENROLLADA Y ALTURA. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA.

Este interferograma en particular posee, entonces, dos tipos de artefactos que deben ser cuidadosamente analizados. A simple vista, se podría concluir que la totalidad del interferograma está afectado por estratificación atmosférica y, por otro lado, si el análisis se basa únicamente en los coeficientes de correlación, se podría llegar a la conclusión de que el área total no se encuentra estratificada. Un análisis detallado de la topografía del lugar contra la fase indica que, mientras una parte del interferograma se encuentra efectivamente estratificada (y a diversas alturas), otro sector no tiene correlación con la atmósfera, tratándose de un efecto de deformación. De este caso se resume que la presencia de la componente atmosférica no puede analizarse únicamente basándose en estadística o efectos visuales, sino que requiere una interpretación que incluya a ambas.

4.2 Turbulencia

La señal turbulenta es producto de diferentes estados de la atmósfera y por lo tanto su presencia es independiente a la topografía del lugar. Las causas de la turbulencia se deben a procesos troposféricos como el calentamiento de la superficie terrestre por el Sol, diferentes velocidades del viento a diferentes alturas y procesos meteorológicos a gran escala. Los vórtices de viento movilizan las masas de vapor de agua generando que las capas horizontales de la atmósfera tengan distinto índice de refracción (Figura 30) (Hanssen, 2001).

La turbulencia es una respuesta natural que tiende a reducir la inestabilidad atmosférica. Si se considera un día soleado, la superficie caliente irradiará calor, lo que generará un aumento de temperatura en las capas bajas del aire haciéndolo inestable. El flujo de aire reacciona a esta inestabilidad creando circulación térmica que mueve el aire cálido hacia arriba y el frío hacia abajo, hasta que un nuevo equilibrio es alcanzado. Llegado a este punto, la turbulencia cesa (Wallace, 2001).

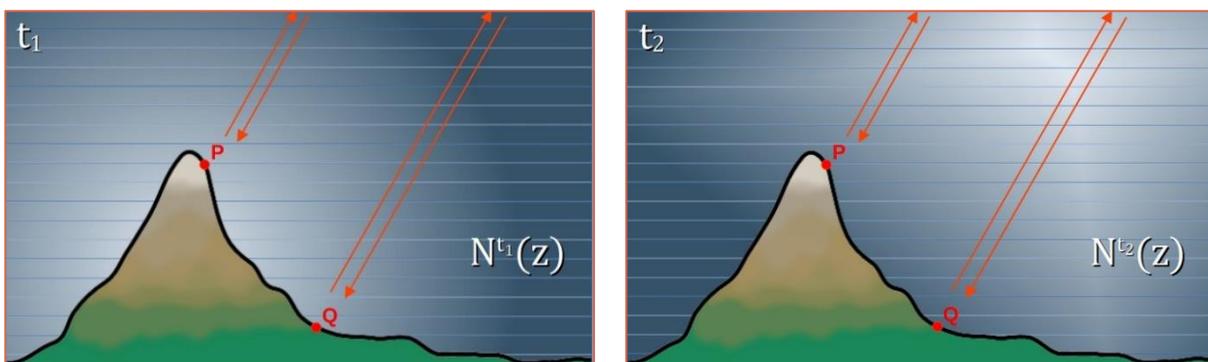


FIGURA 30: EJEMPLIFICACIÓN DE DISTINTOS ESTADOS ATMOSFÉRICOS EN DOS TIEMPOS DISTINTOS CON HETEROGENEIDAD EN LOS NIVELES HORIZONTALES. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN HANSSSEN, 2001.

Si bien las ecuaciones de la termodinámica pueden predecir el comportamiento de la turbulencia, esto sólo es posible para periodos de tiempo muy cortos (15 minutos), a causa de la naturaleza no lineal de este fenómeno. Pero a pesar de las dificultades en describir la turbulencia con modelos determinísticos, se han podido generar descripciones estadísticas que permiten su estudio. Considerando un caso teórico, donde un sensor mide la señal detectada por los cambios de temperatura y velocidad en un tubo de flujo de laboratorio, se observan gráficos que parecen fluctuar aleatoriamente en el tiempo. Sin embargo, si se observan cortos periodos de tiempo (media hora), el patrón de temperatura y velocidad media es más claro, y por lo tanto, es posible mensurar sus

desviaciones estándar. Por ello se concluye que la turbulencia no es aleatoria en el tiempo, sino cuasi-aleatoria (Wallace, 2006).

Este comportamiento cuasi-aleatorio ha permitido el desarrollo de modelos estocásticos que tienden a describir propiedades estadísticas basados en análisis espectrales, fractales, geoestadísticos, entre otros (González & Fernandez, 2011). Uno de los métodos más difundidos para determinar el comportamiento de la turbulencia en DInSAR, está basado en la teoría de turbulencia de Kolmogorov (Tatarski et al., 1961), donde la variación espacial (D_N) de la refractividad (N) puede expresarse como función de estructura entre un punto (\vec{r}) y otro ubicado a una distancia \vec{R} , y queda definida como:

$$D_N(\vec{r}, \vec{R}) = \langle [N(\vec{r} + \vec{R}) - N(\vec{r})]^2 \rangle \quad \text{Eq. 33}$$

Donde los paréntesis angulares representan el promedio del conjunto. Para procesos estocásticos, la función de estructura puede describirse mediante una función de potencia de la forma:

$$D_h(N) = Ch^{\beta-1} = Ch^\alpha \quad \text{Eq. 34}$$

Donde Ch es la escala del proceso, β es el índice espectral y α el índice de potencia. Este índice se presenta en diferentes magnitudes, a diferentes escalas. Hanssen (2001) calculó un índice de $-8/3$ para longitudes de onda mayores a 2 km, $-5/3$ para valores entre 0.5-2 km y $-2/3$ para valores menores a 0.5 km, los cuales consideró como ruido. Por lo tanto, la turbulencia se puede determinar mediante (Eq. 35):

$$P_\varphi(f) = \begin{cases} P_I(f/f_0)^{-5/3} & \text{para } 1.50 \leq (f/f_0) < 50 \text{ km,} \\ P_0(f/f_0)^{-8/3} & \text{para } 0.25 \leq (f/f_0) < 1.5 \text{ km} \\ P_{III}(f/f_0)^{-2/3} & \text{para } 0.02 \leq (f/f_0) < 0.25 \text{ km} \end{cases} \quad \text{Eq. 35}$$

Donde P_φ es el espectro de potencia, f es el número de ciclos por kilómetro ($f_0 = 1$ ciclo/km) y P_I , P_0 y P_{III} representan distintos espectros.

4.2.1 Influencia en DInSAR

La influencia de la turbulencia es muy distinta a la generada por la estratificación, ya que en los interferogramas se observan formas más difusas e irregulares, que no siguen el patrón topográfico. La Figura 31 muestra una comparativa entre los dos tipos de artefactos atmosféricos definidos, para el área de California (Estados Unidos), indicada en la Figura 19. Puede observarse cómo la estratificación (b) sigue la forma de las curvas de nivel (líneas negras) mientras que la

turbulencia (a) no sigue el patrón topográfico. Si se observa el gráfico de correlación entre la fase desenrollada y la altura puede observarse que, en el caso de la turbulencia, la relación entre ambas es más dispersa y se corresponde con un coeficiente de correlación bajo e igual a -0.25 . Por otro lado, el interferograma (b) cumple con los parámetros indicados para la estratificación.

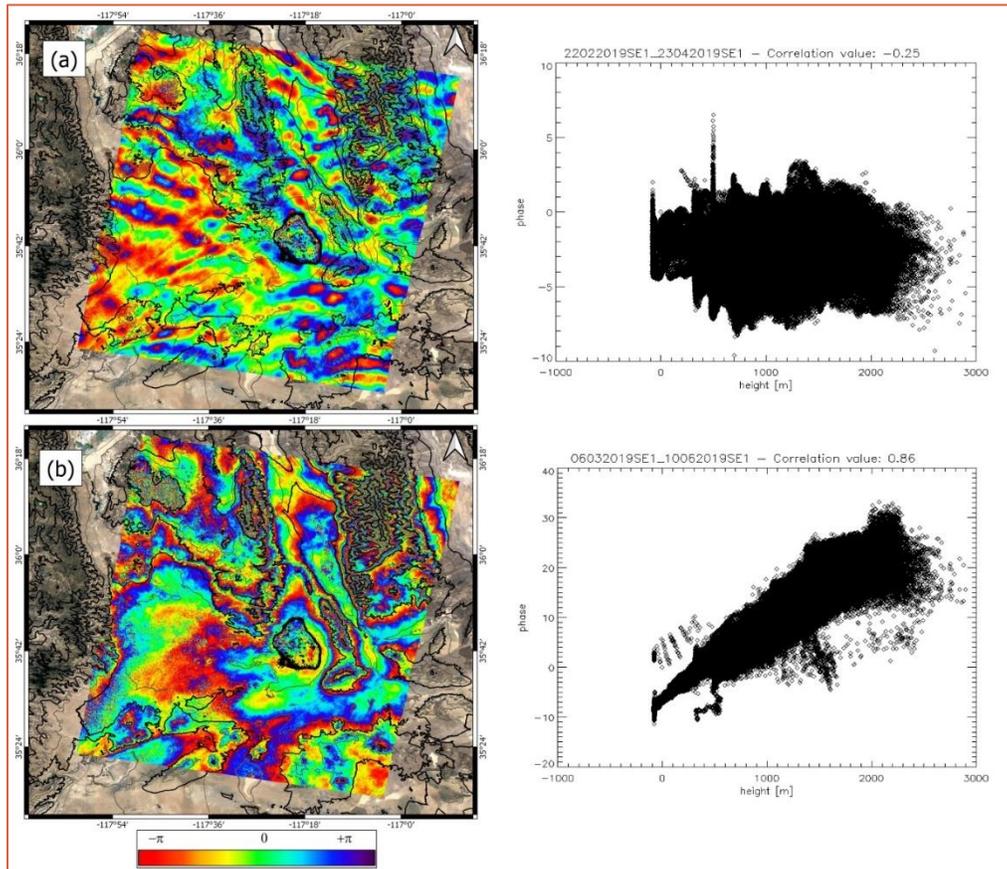


FIGURA 31: DISTINTOS ARTEFACTOS ATMOSFÉRICOS PARA LA MISMA ZONA: (A) TURBULENCIA Y (B) ESTRATIFICACIÓN. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA BASADO EN CAMISAY ET AL. 2020.

Otros ejemplos pueden analizarse en la Figura 32, sobre el área de San Juan (Figura 25), donde los cambios de fase observados no se corresponden con los cambios de fase que presenta el DEM. Los coeficientes de correlación son bajos y los gráficos de fase vs altura son muy dispersos.

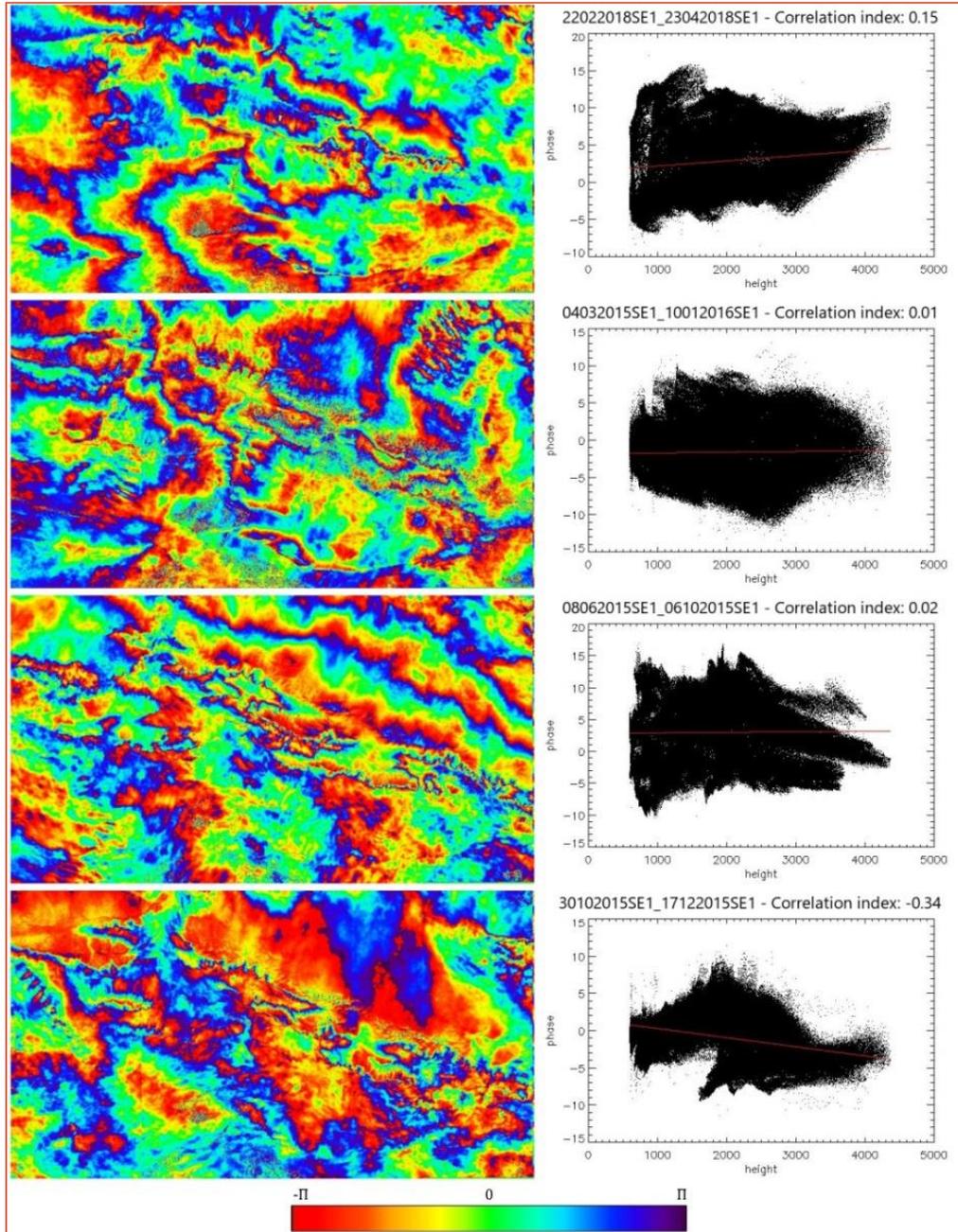


FIGURA 32: EJEMPLOS DE TURBULENCIA ATMOSFÉRICA. COLUMNA IZQUIERDA: INTERFEROGRAMAS ENROLLADOS. COLUMNA DERECHA: CORRELACIÓN FASE VS ALTURA EN METROS. FUENTE: ROSELL ET AL., 2019

4.3 Influencia de la atmósfera en las series de tiempo

La generación de series temporales de imágenes SAR, no sólo han permitido analizar la evolución y comportamiento de un píxel en el tiempo, sino que también permiten observar cómo es el comportamiento de la atmósfera. Samsonov et al. (2014) realizaron una serie temporal de 10 años sobre la bahía de Nápoles (Italia), y observaron ondulaciones periódicas superpuestas a una tendencia de deformación. La periodicidad anual presente en las series de tiempo presenta una amplitud de entre 2 y 3 cm, con máximos en épocas de verano y mínimos en invierno (Figura 33b). Este comportamiento es compatible con variables meteorológicas observadas en superficie, tales como presión, temperatura y vapor de agua (Figura 33c).

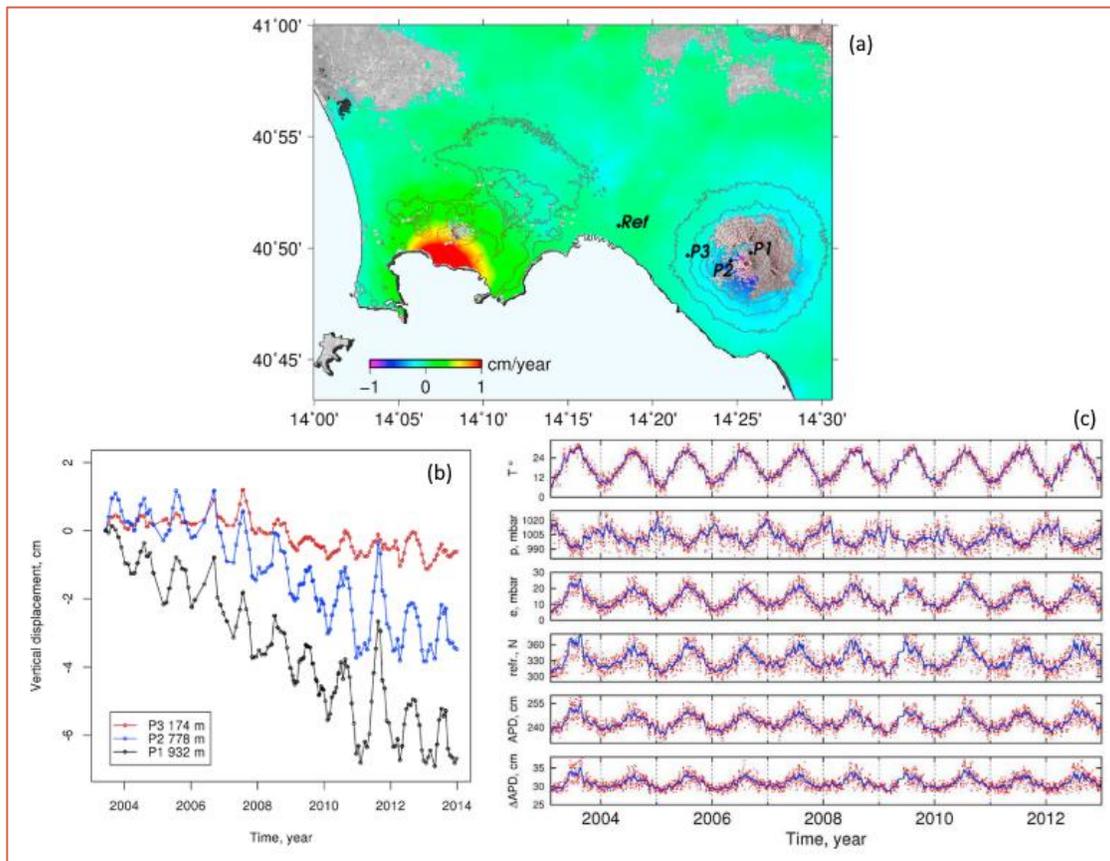


FIGURA 33: (A) MAPA DE DEFORMACIÓN. (B) SERIES TEMPORALES TOMADAS EN 3 PUNTOS. (C) PARÁMETROS METEOROLÓGICOS. FUENTE: SAMSONOV ET AL. (2014)

Sin embargo, este efecto puede observarse ligeramente distinto de acuerdo a cuál componente predomina en los interferogramas que generaron la serie. Si en su mayoría son estratificados, las series presentarán una componente periódica, correspondiente al comportamiento del vapor de agua en la zona. Sin embargo, si son en su mayoría turbulentos, las series de tiempo presentarán más ruido, sin seguir un patrón periódico.

4.4 Correcciones atmosféricas. Estado del arte

Como se mencionó al comienzo de este capítulo, cuando la señal atraviesa masas de vapor de agua, la velocidad de propagación de la señal disminuye, causando en ella un alargamiento. Modelar el vapor de agua es un desafío ya que sufre variaciones en espacio y tiempo, pudiendo evolucionar rápidamente en días o pocas horas. A causa de esto, las condiciones atmosféricas impiden medir deformaciones en el orden de los milímetros (Zebker et al., 1997).

A pesar del comportamiento altamente variable del vapor de agua, diversos métodos han sido propuestos para disminuir los efectos atmosféricos en InSAR. Parte de estos métodos están basados en la separación de efectos atmosféricos desde la señal (Cavalié et al., 2007; Chaabane et al., 2003; Heleno et al., 2010; Liu et al., 2011; Samsonov et al., 2014; Tymofyeyeva & Fialko, 2015). Estos modelos no utilizan datos externos y dependen únicamente de la señal. El principal inconveniente se encuentra en que el filtrado de la señal puede disminuir o inclusive eliminar la señal de deformación que se desea medir (Rosell et al., 2019). Otros métodos de filtrado de señal requieren el uso de datos externos, que no siempre están disponibles para las áreas de estudio (Bekaert et al., 2015; Cao et al., 2019; Dong et al., 2019).

Con el objetivo de evitar remover señal de deformación, es conveniente el uso de modelos atmosféricos externos, basados en mediciones independientes a la señal InSAR. Los primeros modelos atmosféricos (Global Atmospheric Models – GAMs) presentaban resoluciones espaciales y temporales grandes (6 horas y 80 km), y sólo pocos eran calculados utilizando datos in situ, provenientes de estaciones meteorológicas (como lo era el modelo ERA-Interim). Este último modelo fue utilizado para remover, con éxito, la componente atmosférica, pero su resolución seguía siendo una limitación (Cong et al., 2018; Jolivet et al., 2011; Jung et al., 2014; Parker et al., 2015; Wadge et al., 2010).

Actualmente, la resolución de los GAMs de libre acceso ha sido mejorada (por ejemplo, a 1 hora y 11 km) y diversas redes de estaciones meteorológicas están siendo utilizadas para reanálisis de los modelos. Por otro lado, la densificación permanente de estaciones de posicionamiento satelital (GNSS) permite que se disponga de una resolución temporal alta (1 hora o menos), de valores de retardo cenital troposférico (ZTD). Estos valores resultan prometedores para ser utilizados en InSAR (Alshawaf et al., 2015), ya que son unidades de longitud al igual que los interferogramas desarrollados. Las diferentes resoluciones de los GAMs y las redes GNSS permiten que los datos sean utilizados en conjunto para generar mapas de ZTD a resoluciones más altas que si se los usara independientemente (Balbarani et al., 2013; Bekaert et al., 2015; Wei et al., 2019; Yu et al., 2018b).

A pesar de los esfuerzos en remover la señal atmosférica de la fase, las correcciones que se generan contienen la totalidad del vapor de agua a lo largo de la columna atmosférica de cada píxel. Sin embargo, los datos InSAR son tomados en Línea de Vista (LOS). Como consecuencia, los artefactos atmosféricos siguen presentes (aunque en menor magnitud), especialmente cuando se está tratando con la componente aleatoria de la atmósfera (Haji-Aghajany & Amerian, 2018; Li et al., 2019). Además, las correcciones suelen aplicarse sin supervisión, por lo que las evaluaciones de las correcciones aplicadas recaen mayoritariamente en controles visuales o en estadística básica (Darvishi et al., 2020; Murray et al., 2019).

Como conclusión, muchos modelos han sido propuestos, pero ninguno de ellos es totalmente capaz de remover el efecto del vapor de agua en InSAR. Aun así, son herramientas muy útiles para disminuir el comportamiento periódico de la atmósfera y corregir interferogramas individuales. A medida que los datos SAR aumentan, las nuevas generaciones de modelos de corrección deberían contemplar indicadores de evaluación para poder mejorar el estudio de la naturaleza de las deformaciones.

5 Aportes al cálculo y análisis de IWV

5.1 Cálculo de IWV a partir de ZTD

Como el retardo que sufren las señales electromagnéticas depende del contenido de vapor de agua de la atmósfera, existe una relación directa entre ambas variables. Bevis et al., (1992), propuso un método que permite obtener vapor de agua en base a los retardos de la señal y a las variables atmosféricas presión y temperatura (Askne & Nordius, 1987). En este método, el ZTD se lo considera como la suma de dos componentes: hidrostática y húmeda, denominadas ZHD y ZWD respectivamente (Eq. 36) (La obtención del ZTD se detallará en el capítulo 6).

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad \text{Eq. 36}$$

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 (Davis et al., 1985).

$$ZHD = 0.002276738 \cdot \frac{P_{antena}}{1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.28 \cdot 10^{-6} h_{GNSS}} \quad \text{Eq. 37}$$

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 (Eq. 38). 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).

$$P_{antena} = P_{ref} (1 - 0.0000226 \cdot (h_{antena} - h_{ref}))^{5.225} \quad \text{Eq. 38}$$

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 (Eq. 39), mientras que el ratio se calcula en función de la temperatura media de la atmósfera (Eq. 41). Finalmente, el valor de vapor de agua se determina mediante la multiplicación de ambos elementos (Eq. 40) y quedará expresado en unidades de presión, kg/m^2 .

$$ZWD = ZTD - ZHD \quad \text{Eq. 39}$$

$$IWV = \Pi \cdot ZWD \quad \text{Eq. 40}$$

En Eq. 40, el ratio Π se puede obtener siguiendo las expresiones de Askne y Nordius (1986), modificada con los coeficientes de refracción de Rüeeger (2002).

$$\Pi = \frac{10^5}{\left(K_2' + \frac{K_3}{T_m}\right) 0.4614991785} \quad \text{Eq. 41}$$

Mackern et al (2021), mediante un estudio realizado en estaciones SIRGAS de Argentina validaron el uso de los coeficientes de refracción contrastando con datos de radiosondeo. Se analizaron tres grupos de coeficientes, uno propuesto por Thayer (Thayer, 1974) y dos por Rüeeger (“Best available” y “Best average”) (Rüeeger, 2002). Los resultados obtenidos determinaron que los tres modelos propuestos presentan diferencias despreciables frente a la precisión del cálculo de IWV (Mackern et al., 2021). Por lo tanto, se mantuvieron los coeficientes K_2' y K_3 “Best average” de Rüeeger, validados en (Calori et al., 2016; Camisay et al., 2020). Incorporando tales coeficientes, la Eq. 41 queda determinada como:

$$\Pi = \frac{10^5}{\left(22.9744 + \frac{375463}{T_m}\right) 0.4614991785} \quad \text{Eq. 42}$$

Puede observarse que las Eq. 41 y 42, dependen de la temperatura media de la atmósfera. Este valor puede obtenerse por medio de expresiones que utilizan el valor de temperatura obtenido desde observaciones en superficie (T_s) (Eq. 43), o desde perfiles de radiosondeos, mediante la integración de la columna de datos (Eq. 44).

$$T_m = a + bT_s \quad \text{Eq. 43}$$

$$T_m = \frac{\int_H^\infty \frac{e}{T} dz}{\int_H^\infty \frac{e}{T^2} dz} \quad \text{Eq. 44}$$

Donde las temperaturas se ingresan en grados Kelvin y e corresponde al punto de rocío (Temperatura a la que el aire debe enfriarse para que el vapor de agua condense (Jacobson, 2005)). En el mismo estudio elaborado por Mackern et al. (2021), se realizaron comparaciones entre cuatro

grupos de coeficientes a y b para el cálculo de la temperatura media: un grupo propuesto por Mendes & Langley (Mendes & Langley, 2000), uno por Bevis (Bevis et al., 1992) y dos por Yao para dos grupos de latitudes (de 15°S a 30°S y 30°S a 45°S) (Yao et al., 2014). Los resultados permiten establecer que los valores que mejor se adaptan en la región de América Latina para los coeficientes a y b , son los determinados por Mendes & Langley (2000), por lo que la Eq. 43 queda determinada como:

$$T_m = 50.4 + 0.789T_s \quad \text{Eq. 45}$$

5.2 Análisis del comportamiento del IWV desde la red SIRGAS-CON

Para estudiar el comportamiento del IWV sobre América Latina, se utilizó la red SIRGAS-CON¹¹, ya que cuenta con productos troposféricos horarios a partir del año 2014. Para realizar el análisis se seleccionaron aquellas estaciones que contaban con un mínimo de 3 años de productos de ZTD (datos para esta tesis) y un mínimo de 10 meses para cada año. El período considerado fue del 2014 al 2020. Bajo esas condiciones, se seleccionaron 318 estaciones las cuales representan el 82% de la totalidad de la red en la actualidad (Figura 34).

Uno de los métodos para evaluar el comportamiento de una variable es mediante la generación de su serie de tiempo. Ellas permiten observar cómo es el comportamiento en función del tiempo y permiten identificar patrones regulares de carácter periódico (horario, mensual y anual), en el caso que lo hubiese. En el caso de las series calculadas, se pudo observar que todas ellas tienen un patrón periódico anual de amplitudes diversas según su región climática. De las estaciones analizadas, 276 presentan un único pico de máximos y mínimos, mientras que las restantes presentan dos. Un análisis más detallado de la amplitud de las señales se describe en la Sección 5.2.4.2 “Variabilidad Anual”.

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 es la influencia de estos factores en el estudio del comportamiento temporal del vapor de agua, una de ellas se la considerará fija. Para estos análisis se aplicó, a las series temporales, un filtro para eliminar aquellos valores que superasen 3 desviaciones estándar con respecto a su valor medio. Cabe mencionar que los análisis realizados no contemplan el movimiento de las masas de aire sobre el

¹¹ <ftp://ftp.sirgas.org/pub/gps/SIRGAS-ZPD/>

continente ni criterios propios de la meteorología, haciendo que las conclusiones dependan únicamente de las variables mencionadas.

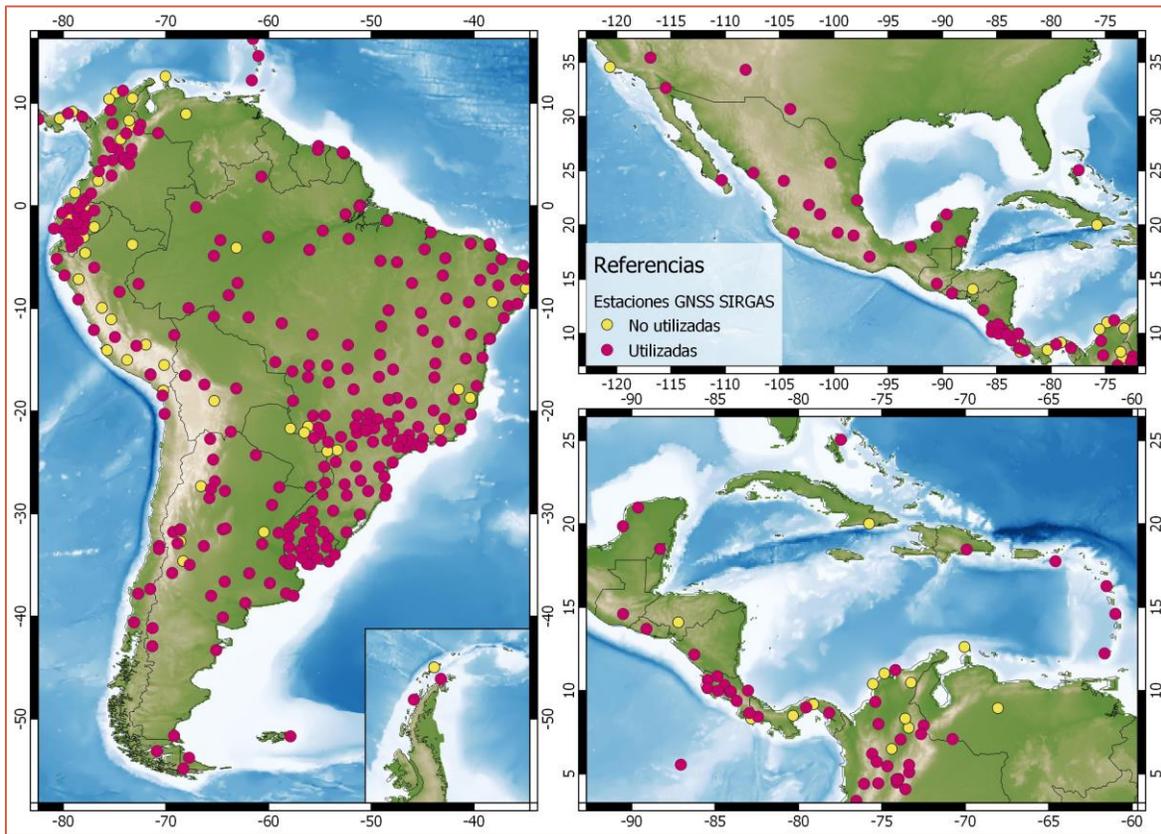


FIGURA 34: ESTACIONES DE LA RED SIRGAS-CON.

5.2.1 Influencia de la latitud

Para analizar la influencia de la latitud, se seleccionaron seis estaciones SIRGAS ubicadas a distintas latitudes y con alturas similares (diferencias de altura inferiores a 2 metros). Se calcularon los valores medios de IWV para cada estación y el análisis se realizó sobre dichos valores. Puede observarse en la Tabla 3 cómo los IWV promedio disminuyen a medida que las estaciones se alejan de la zona ecuatorial. La estación SNLR presenta el valor promedio de IWV más alto, lo cual era de esperar por encontrarse en zona de clima tropical donde los valores de IWV son los más altos, en comparación con otros climas. La Figura 35 muestra las series de tiempo de las estaciones seleccionadas, donde no sólo se aprecia el valor promedio de cada estación sino cómo se modifica la amplitud del IWV y la variabilidad estacional, de acuerdo con la latitud del sitio.

TABLA 3. POSICIONES DE ESTACIONES SIRGAS Y SU VALOR PROMEDIO DE IWV EN FUNCIÓN DE LA ALTURA

Estación	País	Latitud (decimales)	Longitud (decimales)	Altura [m]	Promedio IWV [kg/m ²]
TAMP	México	22,27832	-97,864	21,04	37.88
SAMA	Colombia	11,22525	-74,1871	22,67	44.73
SNLR	Ecuador	1,29251	-78,8470	23,06	57.95
RNMO	Brasil	-5,20423	-37,3255	23,37	40.63
UYLP	Uruguay	-34,6557	-54,1421	20,10	21.99
PARC	Chile	-53,137	-70,8799	22,27	11.07

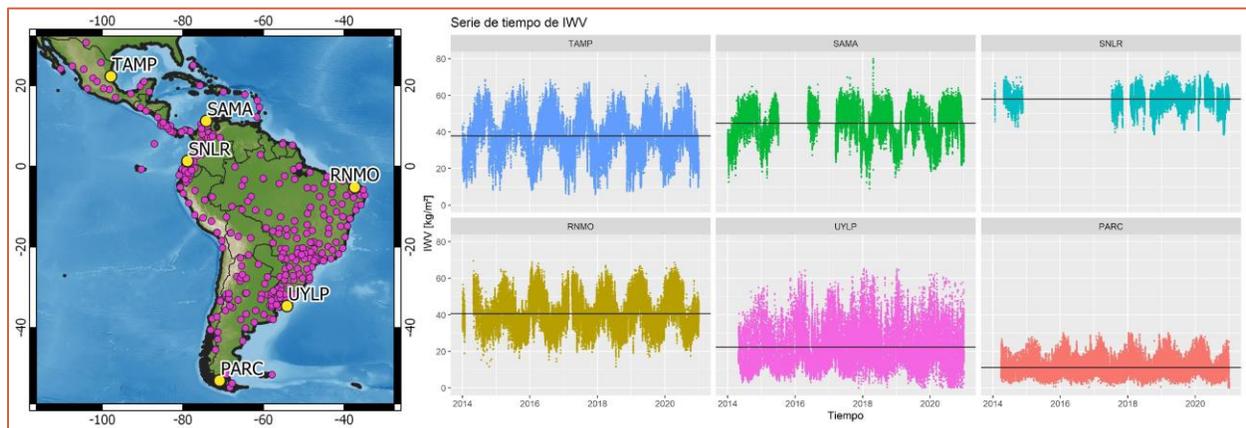


FIGURA 35: INFLUENCIA DE LA LATITUD EN EL COMPORTAMIENTO DEL IWV. LA LÍNEA HORIZONTAL REPRESENTA EL VALOR MEDIO PARA LA ESTACIÓN.

5.2.2 Influencia de la altura

Similar al caso planteado anteriormente, se buscó analizar la variable altura en el comportamiento del IWV, manteniendo constante la latitud. Como la distribución de estaciones SIRGAS es muy amplia, el rango para la selección por latitud fue de 2° (≈200 km) y se graficaron 6 series de tiempo de IWV. En la Tabla 4 se observa cómo los valores promedio de IWV aumentan a medida que la altura disminuye.

TABLA 4. POSICIONES DE ESTACIONES SIRGAS SELECCIONADAS Y SU VALOR DE IWV MEDIO EN FUNCIÓN DE LA LATITUD

Estación	País	Latitud (decimales)	Longitud (decimales)	Altura [m]	Promedio IWV [kg/m ²]
EMIB	Bolivia	-16.53222	-68.08170	3411	16.56
AQ01	Perú	-16.42149	-71.50749	2455	16.33
MGMT	Brasil	-18.72411	-47.52379	912	28.81
MTIT	Brasil	-17.21826	-54.14954	534	35.92
SCRZ	Bolivia	-17.79679	-63.15967	442	39.54
BAFT	Brasil	-17.55486	-39.74334	108	37.72

La Figura 36 permite realizar un estudio topográfico entre las estaciones seleccionadas. Todas ellas se encuentran a una latitud media (entre -15° y -19°), con alturas variables desde 100 a 3400 m. Las estaciones AQ01 y EMIB se encuentran sobre la cordillera de los Andes, mientras que las demás, se encuentran en terrenos más llanos, hacia el este. El perfil topográfico realizado entre las estaciones (Figura 36b) permite observar los cambios de altura que se producen, principalmente en la zona cordillerana de Perú y Bolivia. Se puede ver como entre las estaciones AQ01 y SCRZ se encuentra una significativa barrera orográfica, alcanzando los 5000 m.

Las series de vapor (Figura 36c) muestran que la estación EMIB, a pesar de ser la ubicada a mayor altura, presenta una media de IWV similar a AQ01, la cual se encuentra mil metros por debajo. Si se tuviera en cuenta sólo la influencia de la altura, EMIB debería tener una media mucho menor que AQ01. Como lo mencionado anteriormente no se cumple, se debe analizar la influencia de las corrientes de aire que transportan IWV. Observando el mapa (Figura 36b) la zona noreste de la estación EMIB, se extiende la llanura amazónica, con alturas menores a los 500 m y donde los valores de vapor de agua son los más altos del continente. Sobre esta área, se podría inferir que las masas de aire húmedo provenientes del Caribe y Amazonas generan que la media de vapor de agua sea ligeramente más elevada que en el sitio donde se encuentra AQ01. Por otro lado, se podría concluir que la barrera orográfica entre las dos estaciones impediría el avance del IWV hacia el oeste. También se observa que la estación EMIB presenta una serie con menos amplitud (diferencia entre periodos de máximo y mínimo contenido de vapor), indicando que la media de vapor se mantiene similar a lo

largo del año, mientras que AQ01 presenta una amplitud más elevada, lo que intercala periodos de sequía y humedad, típicos de clima semiárido de montaña.

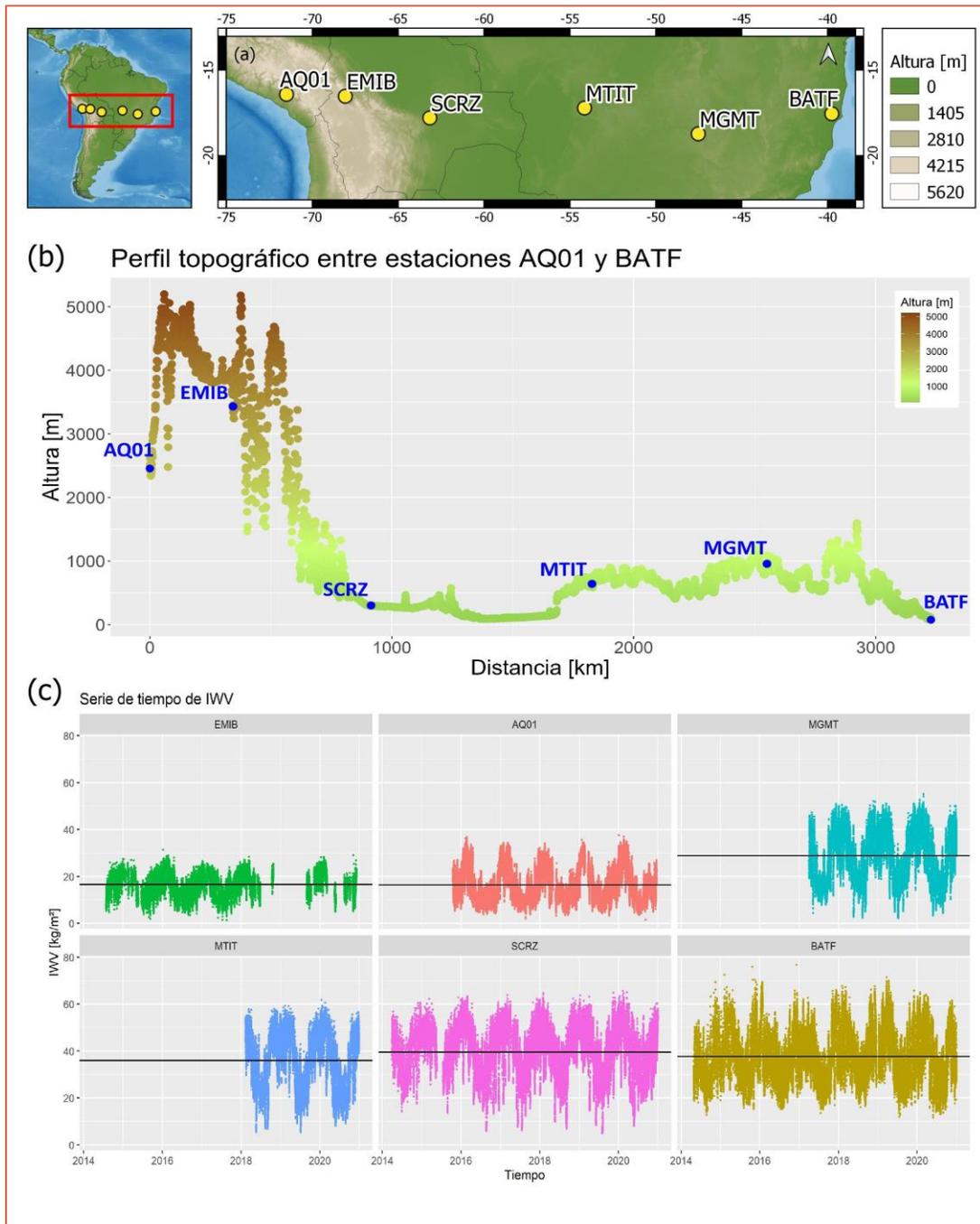


FIGURA 36: INFLUENCIA DE LA ALTURA EN EL COMPORTAMIENTO DEL IWW.

5.2.3 Influencia de altura y latitud

Si bien fue posible analizar la influencia de las variables involucradas en el cálculo del vapor en forma independiente, en la realidad la combinación de ambos factores hace al comportamiento del IWV. Para analizar la influencia de ambos, se realizó un gráfico multivariable en donde se pueden observar sobre los ejes el IWV promedio de las 318 estaciones SIRGAS en función de su latitud, su altura (mediante el uso de la escala cromática), y la desviación estándar (stdv), como una medida de la amplitud de la serie, mediante diferentes tamaños de puntos (Figura 37).

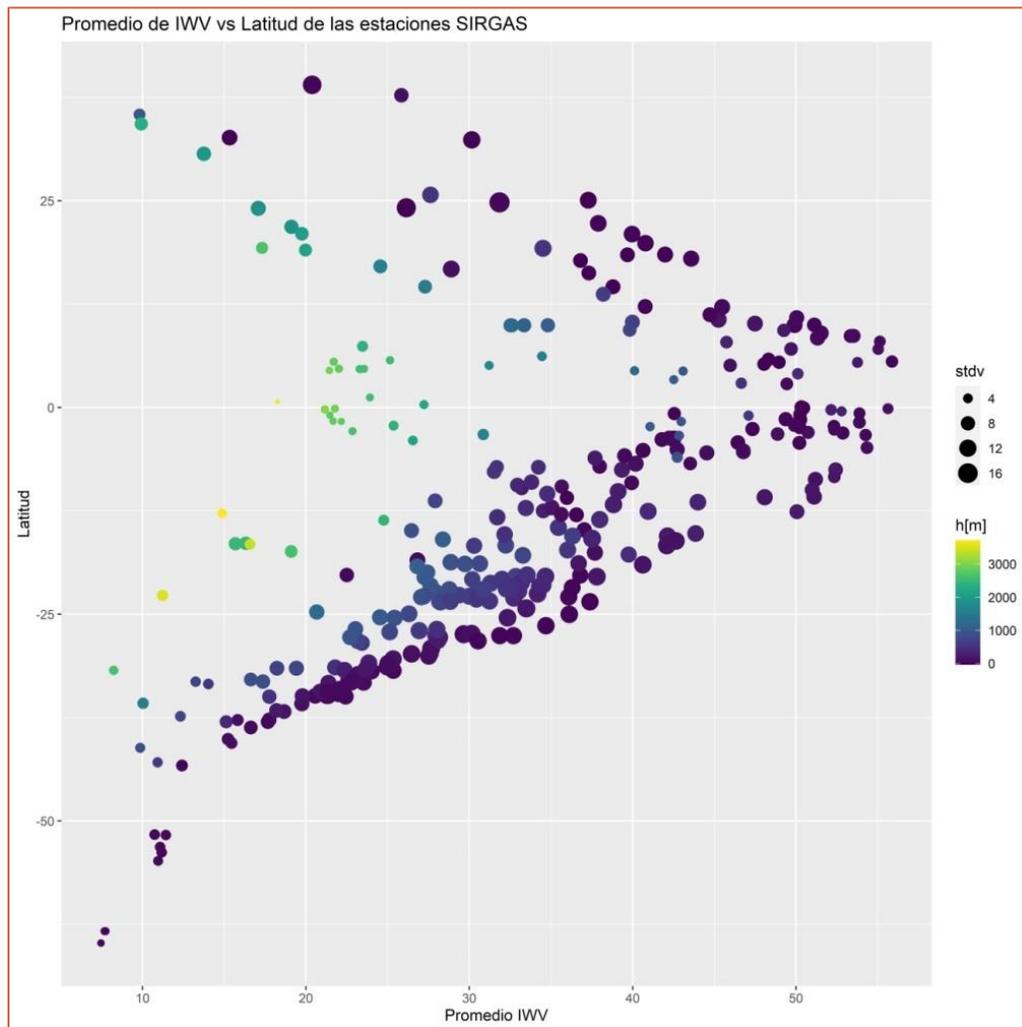


FIGURA 37: PROMEDIO DEL IWV EN FUNCIÓN DE LA LATITUD, ALTURA Y DESVIACIÓN ESTÁNDAR.

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 de IWV y presentan valores de IWV promedio más bajos que estaciones a la misma latitud, pero ubicadas a menor altura.

5.2.4 Análisis espacial

A continuación, se presenta un análisis del IWV para toda el área de influencia de la red SIRGAS-CON de acuerdo con sus valores estadísticos. Para ello se utilizaron los polígonos de Voronoi, los cuales establecen el área de influencia de cada punto. Los polígonos de Voroni se generan mediante la unión de las mediatrices de las líneas que unen dos puntos (Figura 38). Estas intersecciones generan polígonos alrededor de los puntos unidos (puntos de control) designando el área de influencia de cada uno (Favorskaya & Jain, 2017). La selección de este método de interpolación se basa en su simplicidad de aplicación para un área extensa, como lo es el continente americano. Para nuestro caso de aplicación, los puntos de control corresponden a las posiciones de las estaciones de la red SIRGAS. Cabe mencionar que este método no es una interpolación en sí, ya que cada celda presenta el mismo valor de la variable del punto que le dio origen.

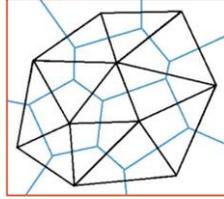


FIGURA 38: EJEMPLIFICACIÓN DE LOS POLÍGONOS DE VORONOI. LAS LÍNEAS NEGRAS UNEN LOS PUNTOS DE CONTROL MIENTRAS QUE LAS AZULES SON SUS MEDIATRICES. LA UNIÓN DE LAS MEDIATRICES CONFORMA EL ÁREA DE INFLUENCIA DE CADA PUNTO UTILIZADO. FUENTE: FAVORSKAYA & JAIN, 2017.

El método de clasificación utilizado en cada mapa se basa en las Rupturas Naturales de Jenks. Este método agrupa los datos por valores similares (clústers) para lograr homogeneidad dentro del grupo y a la vez maximiza las diferencias entre cada clúster según la cantidad de clasificaciones realizadas (cinco, en cada caso planteado en esta sección) mediante cálculos de promedios y varianzas (Jenks, 1967). Este método de clasificación es el más adecuado cuando se cuentan con datos no homogéneos, lo que resulta beneficioso para los casos de estudios presentados, por la diversidad de valores presentes a lo largo de América Central y Sur.

5.2.4.1 Valores medios

La Figura 39 muestra la distribución del IWV promedio obtenido, en esta tesis, desde GNSS para el periodo estudiado 2014-2020. En correspondencia con la Figura 37, se observa que los valores máximos de vapor (superiores a 26.5 kg/m^2) se encuentran en latitudes ecuatoriales, ubicados principalmente en la zona de la cuenca del Amazonas. Esta área corresponde a climas tropicales de categoría A, según la clasificación modificada de Köppen-Geiger (Peel et al., 2007).

Por otro lado, se observa que a medida que la latitud aumenta (en valor absoluto), el valor medio del IWV disminuye. Puede observarse también cómo las estaciones al oeste de Ecuador y Colombia presentan valores promedios más bajos que sus vecinas por encontrarse a mayor altura y, por lo tanto, se genera una menor acumulación de IWV en la columna atmosférica. Es posible detectar también, un efecto litoral en la costa central de Brasil y Golfo de México, donde las estaciones costeras presentan valores medios de vapor de agua superiores a estaciones vecinas ubicadas en zona continental. Finalmente, las áreas de menor contenido de IWV se encuentran en Chile y en el centro oeste y sur de Argentina, las cuales se clasifican como zonas áridas (Clase B), y en la Antártida, la cual pertenece al clima polar de clase E. Una descripción más detallada del vapor con respecto a la clasificación climática se presenta en la Sección 5.2.4.3.

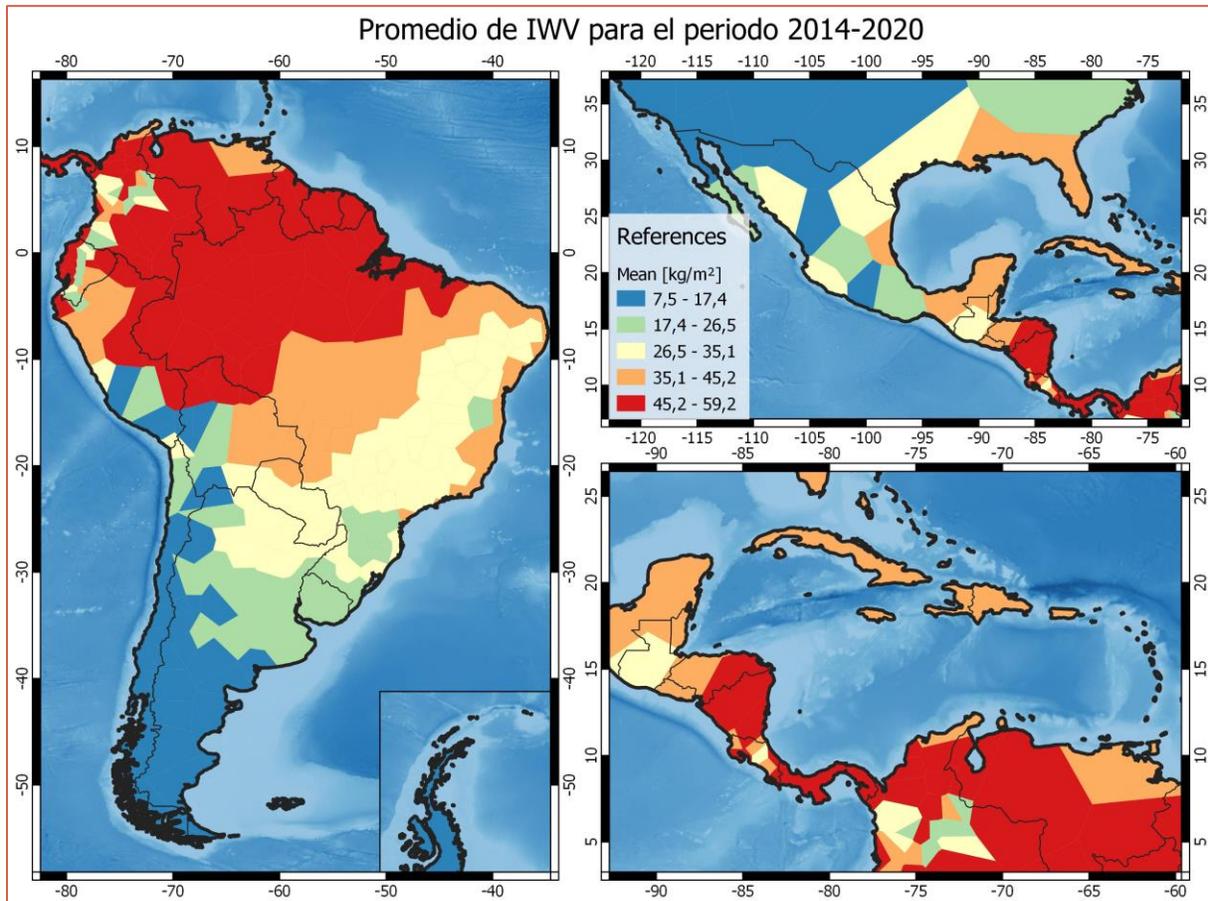


FIGURA 39: PROMEDIO (MEAN) DE IWW PARA LA EXTENSIÓN GEOGRÁFICA DE LA RED SIRGAS.

Este mapa ha permitido la individualización de sectores de interés, donde se ha analizado el IWW, con mayor detenimiento. Se describen a continuación dos de ellos. Una de ellas es la zona de Ecuador y Colombia, donde se puede observar un sector con valores medios de IWW más bajo que la zona circundante, generado a causa de la altura. Para ejemplificar este efecto, se han seleccionado tres estaciones colombianas (se nombran de Este a Oeste) (Figura 40):

- FQNE – Altura: 2602 m – Sobre Cordillera Oriental
- DORA – Altura: 204 m – Valle inter cordillerano
- SNSN – Altura 2550 m – Sobre Cordillera Central

Puede notarse que la estación DORA se encuentra entre dos cordones cordilleranos y presenta una diferencia de altura de más de 2300 m con las demás estaciones mencionadas. Si se observa la serie de tiempo de vapor de agua en estas estaciones, es posible notar cómo las estaciones FQNE y SNSN

tienen casi el mismo valor medio (23 y 25 kg/m² respectivamente), mientras que la estación DORA presenta un promedio mayor (54 kg/m²).

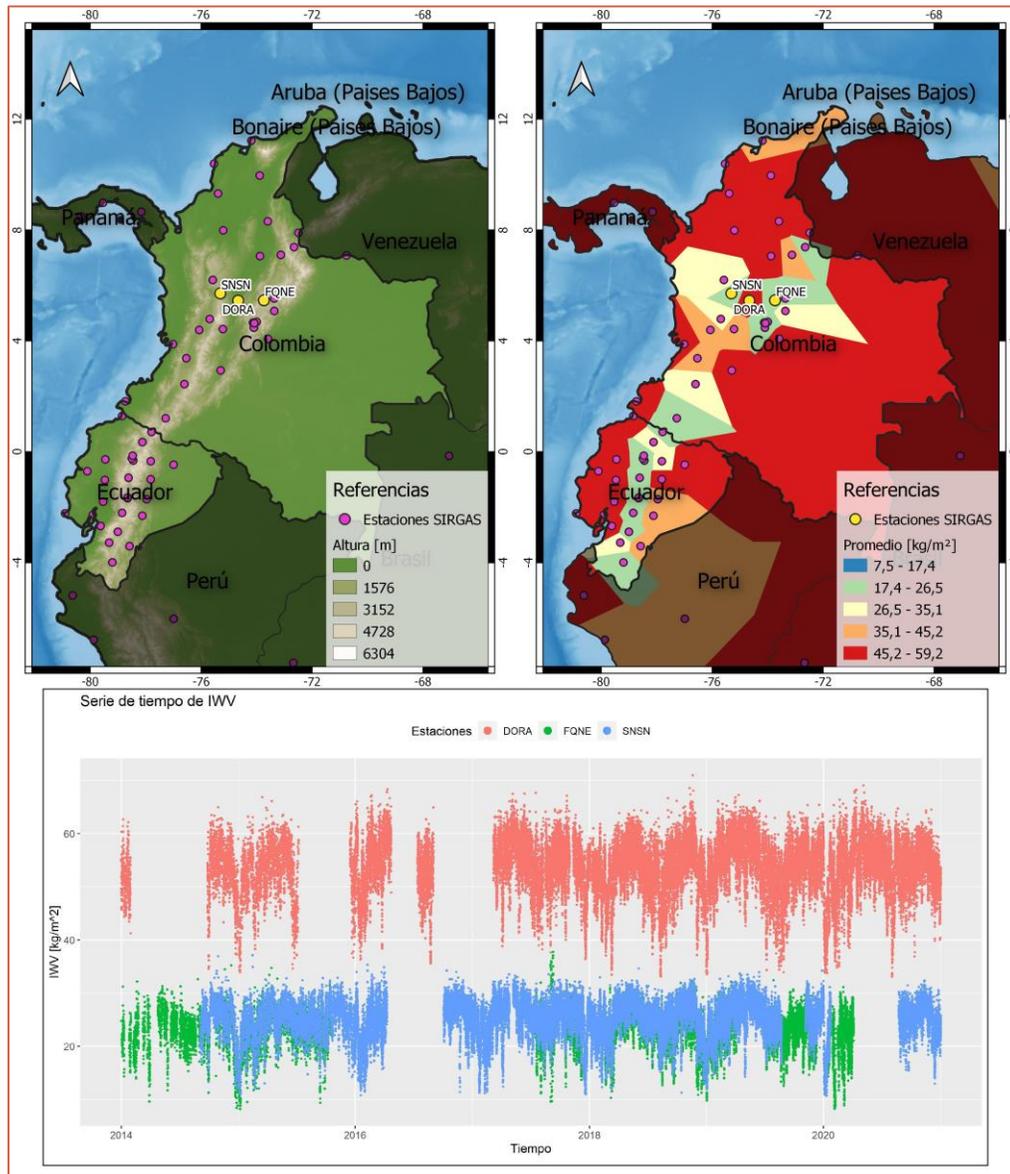


FIGURA 40: INFLUENCIA DE LA ALTURA EN LA ZONA INTER CORDILLERANA DE COLOMBIA

Otra área de interés analizada se encuentra en Brasil (Figura 41), donde se observó una disminución del vapor de agua desde el norte y hacia el sureste del país. El mapa topográfico muestra un incremento en las alturas en el sector paralelo a la costa atlántica en sentido nor-este al sur-oeste,

con valores que van desde los 100 m en la cuenca del Amazonas hasta los 1500 y 2000 m hacia la costa en la región de Sao Paulo. Si este mapa se compara con el mapa que representa los IWV medios mediante las celdas de Voronoi, es posible concluir que a medida que la altura aumenta, el valor medio del IWV disminuye. Se destacan 4 áreas principales:

- Zona Norte: Cuenca del Amazonas. Estados de Amazonas y Pará. Alturas medias entre 0 y 200 m. Valores de vapor de agua medios entre 45 y 59 kg/m².
- Zona central: Distrito de Mato Grosso, Tocantins, sur de Maranhao y norte de Piauí. Alturas medias de 500 m. Valores medios de vapor de agua entre 35 y 45 kg/m².
- Zona centro-este: Distritos de Minas Gerais, Sao Paulo y Bahia. Alturas entre 1000 y 2000 m. Valores medios de vapor de agua entre 25 y 35 kg/m².
- Zona sur: Distrito de Paraná y Santa Catalina. Alturas medias de 1000 m. Valores medios de vapor de agua entre 17 y 25 kg/m².

Si bien topográficamente, la zona centro-este y sur poseen las mismas alturas, en el mapa se puede apreciar que el valor medio de vapor de agua disminuye hacia la zona sur. En este caso, por tratarse de alturas similares, puede inferirse que la mencionada zona presenta menor contenido a causa de su mayor latitud (en valor absoluto). Por otro lado, se observa en la zona costera, que las estaciones instaladas en esa área presentan un mayor contenido de vapor, dado que se encuentran a nivel del mar y reciben la influencia de las masas oceánicas por su cercanía a la costa.

Un último análisis se basa en tres estaciones SIRGAS, ubicadas en el centro este del país, donde las celdas de Voronoi presentan valores de vapor de agua distintos. Las estaciones seleccionadas se encuentran a latitudes similares, por lo que no sería un factor determinante en el contenido de vapor de agua, pero sus alturas son distintas:

- BAIL – Altura: 44 m.
- BAVC – Altura: 875 m
- JAMG – Altura: 475 m.

Las series temporales muestran que las tres estaciones presentan un valor medio de IWV similar (Figura 41), aunque es posible observar que la serie de BAIL presenta mayor contenido medio (37 kg/m²). En este caso, la diferencia de 400 m entre las estaciones BAVC y JAMC parece tener sólo una leve influencia en el contenido medio de IWV (26 y 32 kg/m² respectivamente).

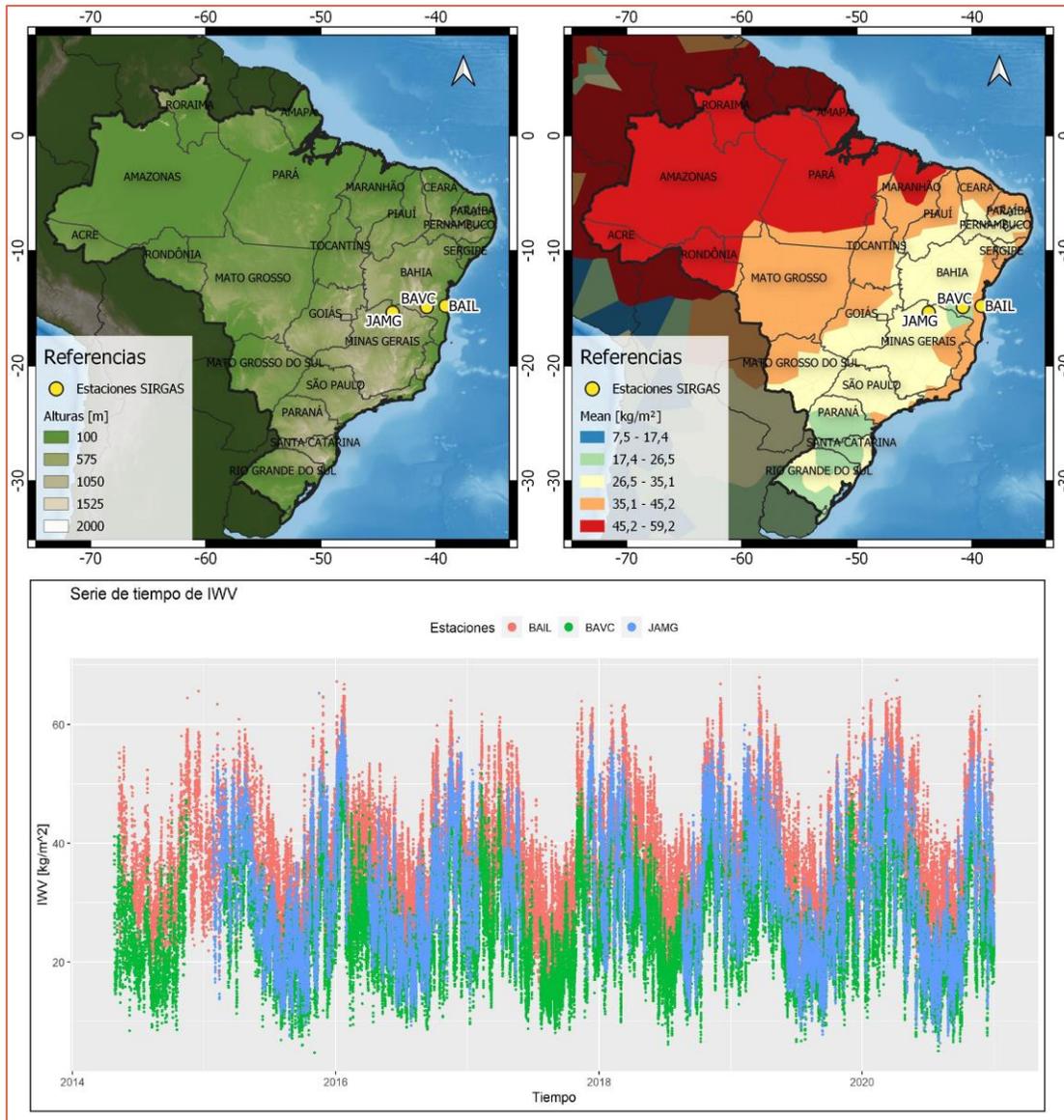


FIGURA 41: INFLUENCIA DE LA ALTURA, LATITUD Y DISTANCIA A LA COSTA, EN BRASIL

5.2.4.2 Variabilidad anual

Como se mencionó anteriormente, las series presentan una periodicidad de carácter anual, las cuales indican épocas de mayor o menos contenido de vapor de agua. En esta sección, se ha analizado la amplitud de esa variabilidad como en rango entre los valores medios mensuales máximos y mínimos (Figura 42). Una baja amplitud indica que los valores de IWV se mantienen estables a lo largo del año (ya sean zonas de valores promedios altos o bajos), mientras que las zonas

de amplitud mayor son aquellas que intercalan épocas con valores de IWV muy altos y muy bajos (correspondiendo a épocas de humedad y sequía respectivamente). Las zonas de mayor variabilidad se encuentran en la zona central de Brasil, Paraguay, Norte de Argentina, Caribe y México, mientras que las de menor variabilidad se encuentran al sur del continente (-35° de latitud) y al oeste de América central (Colombia y Ecuador). Ambas zonas coinciden en ser áreas de grandes alturas, por encontrarse en la Cordillera de los Andes.

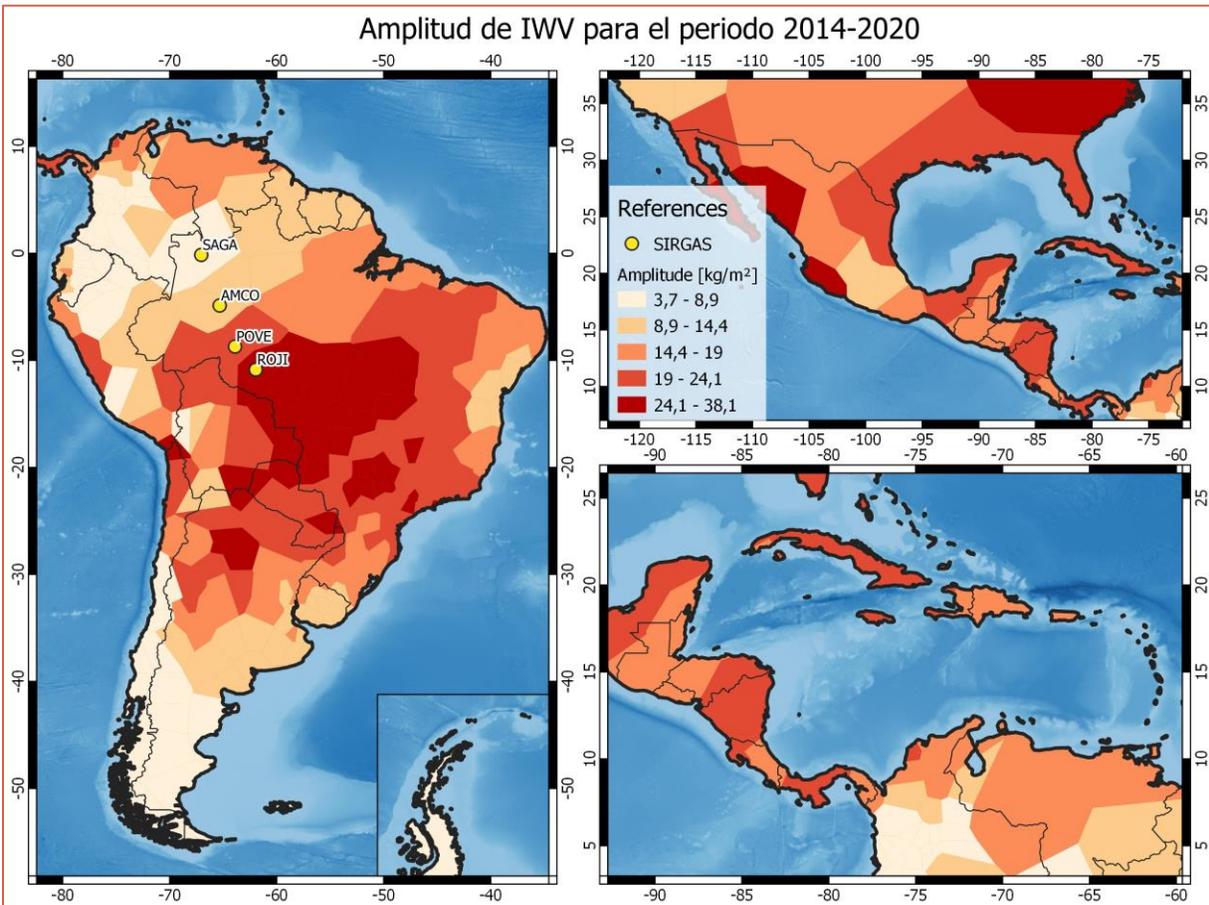


FIGURA 42: AMPLITUD (AMPLITUDE) DEL IWV PARA LA EXTENSIÓN GEOGRÁFICA DE LA RED SIRGAS. EN AMARILLO, ESTACIONES SIRGAS SELECCIONADAS PARA ANALIZAR LA VARIABILIDAD.

Para analizar el comportamiento del vapor de agua con respecto a sus amplitudes, se seleccionaron cuatro estaciones con valores de vapor de agua similares (Figura 41), pero que poseen amplitudes diversas. Estas estaciones se encuentran en el centro-oeste de Brasil y las series de

tiempo permiten observar cómo disminuye la amplitud de las series a medida que las estaciones se acercan al ecuador. Como se mencionó previamente, la amplitud está relacionada con las variaciones entre las épocas de valores de IWV máximos y mínimos. Cuando la amplitud es baja, el contenido de vapor de agua es parejo a lo largo del año. Como ejemplo de lo dicho previamente, la estación SAGA presenta un valor medio de vapor de 55 kg/m², y a lo largo del año, sus valores se encuentran entre los 50 y 60 kg/m², arrojando una desviación estándar de 5 kg/m². Similar es el caso de AMCO, con un promedio de 54 kg/m² pero con una amplitud ligeramente menor, que concuerda con una desviación estándar de 6 kg/m². Por otro lado, una estación como ROJI, cuyo valor medio de vapor es de 48 kg/m², presenta períodos con valores mínimos cercanos a 20 kg/m² (comparable con zonas como el centro-este de Argentina, o el Sur de Brasil) y máximos superiores a 65 kg/m² (como el área de la cuenca del Amazonas en Brasil). Similar es la estación POVE, con una amplitud ligeramente menor a ROJI. En estos casos, las desviaciones estándar arrojaron un valor de 10 kg/m².

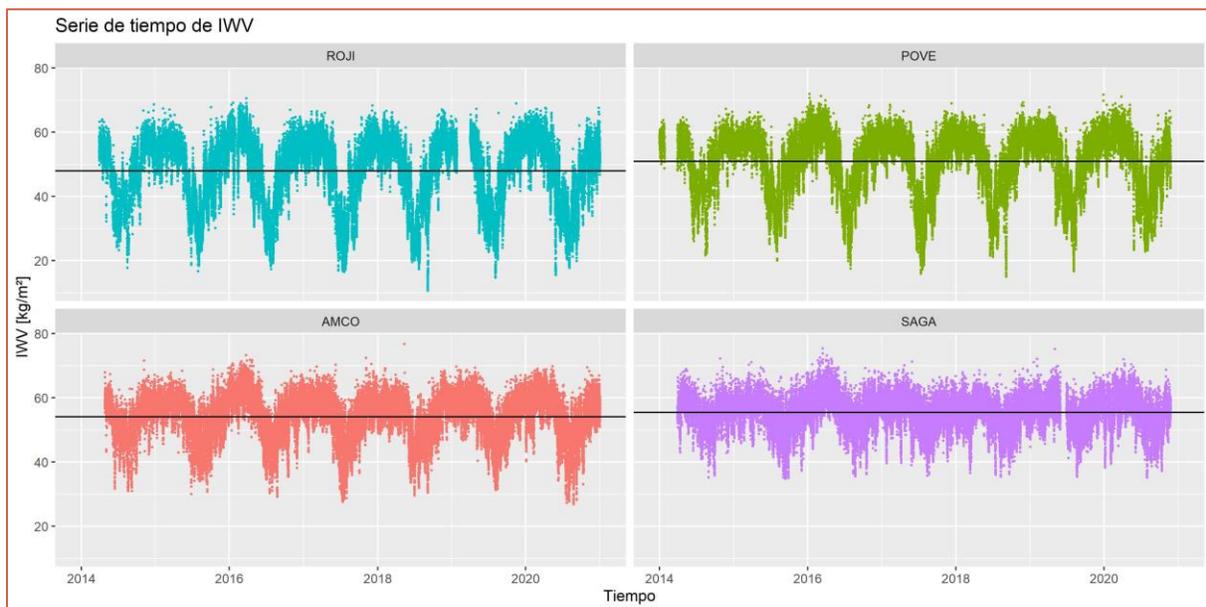


FIGURA 43: VARIACIONES DE AMPLITUD EN ESTACIONES DE IGUAL PROMEDIO DE IWV

Por otro lado, se realizó el análisis de los promedios mensuales para las cuatro estaciones (Figura 44). Se puede observar que las épocas en que se producen los valores mínimos son fechas muy puntuales (julio), mientras que las épocas con valores máximos se extienden por alrededor de 4 meses (noviembre a abril). Este comportamiento se debe a que el aire posee una capacidad máxima para contener vapor de agua, la cual depende de la temperatura. Es por ello que se observa una meseta en los valores máximos de IWV que se muestran en las series temporales de la Figura 43, en torno a los 70 kg/m². Por lo tanto, la cantidad de datos en épocas con máximo valor de vapor superan la cantidad de valores mínimos, generando tanto promedios como amplitudes elevadas.

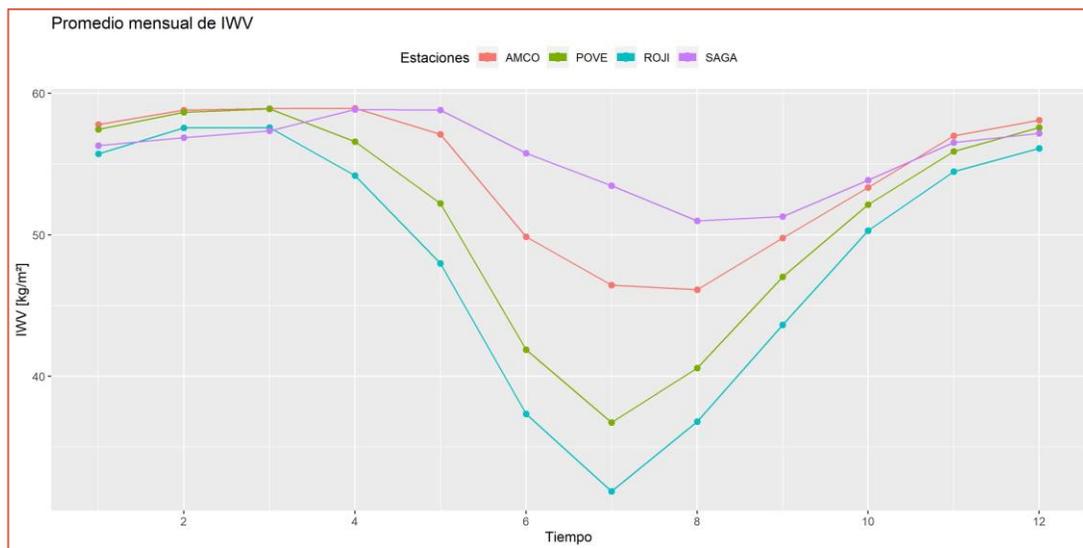


FIGURA 44: PROMEDIOS MENSUALES PARA ESTACIONES SELECCIONADAS

5.2.4.3 Análisis del vapor de agua en las principales regiones climáticas

Utilizando observaciones meteorológicas, Peel et al (2007) realizaron una actualización de los límites de las regiones climáticas mundiales, basados en las clasificaciones que realizó Köppen (1936). Mediante registros de temperatura y precipitaciones de estaciones distribuidas globalmente, fue posible determinar regiones climáticas, dividiéndolas, principalmente en cinco clases: A, B, C, D y E, cada una de las cuales se vuelve a dividir en subregiones (Köppen, 1936; Peel et al., 2007).

A fin de analizar la distribución del valor medio de vapor de agua sobre América Latina, determinada en esta tesis y su relación y caracterización con los distintos climas se realizó una comparación considerando las cinco regiones climáticas mencionadas. Para ello se poligonizaron las mencionadas regiones y se superpusieron al mapa de valores medios de IWV. Dado que la clase D,

denominada “región fría”, se concentra mayoritariamente al norte de Estados Unidos y Canadá y que no se cuenta con estimación de IWV desde estaciones SIRGAS en dichos países y para el periodo analizado, esta región no fue considerada. Para que ambos factores de análisis (región climática y valores medios de IWV) contaran con la misma cantidad de clases, se reclasificó el mapa de valores medios en base a cuatro grupos (Figura 45).

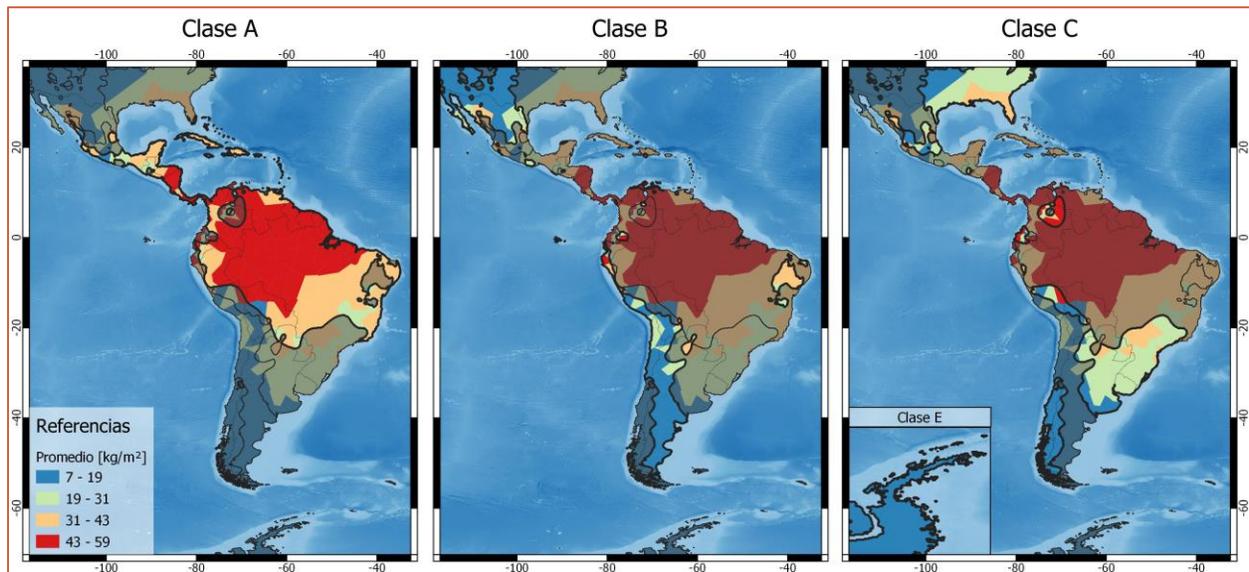


FIGURA 45: ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN DE VALORES MEDIOS DE IWV CON RESPECTO A LA REGIÓN CLIMÁTICA. SE ILUMINA EN CADA MAPA LA REGIÓN CLIMÁTICA CORRESPONDIENTE SEGÚN PEEL ET AL. (2007)

En dicha figura, puede observarse una concordancia entre las regiones mencionadas y las clasificaciones realizadas en el mapa de valores medios de IWV. La clase A (clima Tropical) es coincidente con las áreas de valores medios de IWV superiores a 31 kg/m². La clase B (clima Árido), es coincidente con los valores medios de IWV de entre 31 y 7 kg/m², región ubicada al centro-oeste de Argentina, norte de Chile y Perú, y una pequeña zona junto a las zonas montañosas de Ecuador y Colombia. Adicionalmente, la clasificación de Peel et al (2007), también considera con clima árido, en clase B, a un sector en el centro-este de Brasil, en este caso responde a la subclasificación Bsh (Árido de estepa caluroso), en el cual los valores medios de IWV son un poco más altos, llegando a 35 kg/m², influenciados por las altas temperaturas correspondientes a las bajas latitudes. Según el autor, esto podría deberse al tipo de configuración utilizada para la interpolación, generando que el modelo no se ajuste correctamente a la gran densidad de datos de precipitación de la zona. Por otro lado, el autor menciona que la clase B presenta características de las demás clases, por lo que la clase B puede

cambiar a una u otra clase de acuerdo a los análisis que se realicen a los datos. Por lo tanto, los análisis de valores medios de IWV no resultan concluyentes para clasificar la región B.

La clase C (Templada) puede observarse en tres subregiones: la Csa (templada con verano seco y caluroso) el sur este de Estados Unidos, sur de Brasil, en Argentina al Norte, Noreste y centro, coincidente con regiones de valor medio de IWV entre 19 y 31 kg/m², la Csb (templado, con verano seco) en el norte de la Patagonia chilena y luego hacia el sur de la Patagonia chilena y suroeste de Argentina, las clases Cfb y Cfc (ambas clima templado sin estación seca, con verano templado y con verano frío respectivamente) en este caso coinciden con los valores medios de IWV entre 7 y 19 kg/m². Sin embargo, también se observa la clase C en Ecuador y Colombia, sobre las diferentes cordilleras, coincidentes con los valores medios de IWV entre 19 y 31 kg/m². El autor expresa que, en este caso, muchos datos meteorológicos se encuentran en altura, pero no se cuenta con datos de estaciones cercanas a menor altura. Esta discrepancia con la ubicación de las estaciones meteorológicas genera que la interpolación expanda los límites de las áreas más allá de la real. Es un caso similar al presentado en Brasil, pero en este caso, por falta de datos. Por último, es necesario mencionar que, al sureste de Estados Unidos, se contó con una baja densidad de estaciones SIRGAS, por lo que las áreas de Voronoi representadas en el mapa de valores medios, corresponden a las estaciones más cercanas ubicadas en las islas del Caribe.

Si bien se han descrito algunas coincidencias encontradas, principalmente en las clases A y, mayoritariamente, en la C, se concluye que la cantidad de estaciones SIRGAS utilizadas para determinar los valores medios es escasa en comparación con todas las estaciones meteorológicas utilizadas en Peel et al, (2007). No obstante, en esta contribución, se ha demostrado que los productos troposféricos de SIRGAS cuentan con potencial para ser utilizados en la clasificación climática de las regiones.

Considerando que SIRGAS ha realizado un reprocesamiento de la red, homogeneizando principalmente los marcos de referencia a IGS2014 (Sanchez, 2021), integrando todas las observaciones desde enero del 2000 a diciembre del 2020 y utilizando los modelos correctivos tanto de mareas, como de carga atmosférica y oceánica, será posible como propuesta de continuidad a futuro complementar estos estudios integrando la totalidad de estaciones SIRGAS y sumar a la serie analizada (2014 a 2020) los primeros 13 años de la serie (2000 al 2013). Esto permitirá incorporar una significativa contribución a la caracterización del IWV y a la clasificación del clima. Se propone como continuación de esta primera etapa, un estudio más detallado de la correspondencia entre las

clasificaciones climáticas y la variable vapor de agua, considerando las subáreas, lo cual es determinante para clasificar correctamente una región climática

5.2.4.4 Distribución de la variabilidad diaria del IWV

Analizando el comportamiento de las series de IWV se observó una marcada variabilidad diaria, constante durante los diferentes meses del año, lo cual llevó a pensar que no estaba influenciada por estación lluviosa. Se utilizó como indicador de esta variable el desvío estándar de la muestra, el cual se representa en la Figura 46 junto al valor medio.

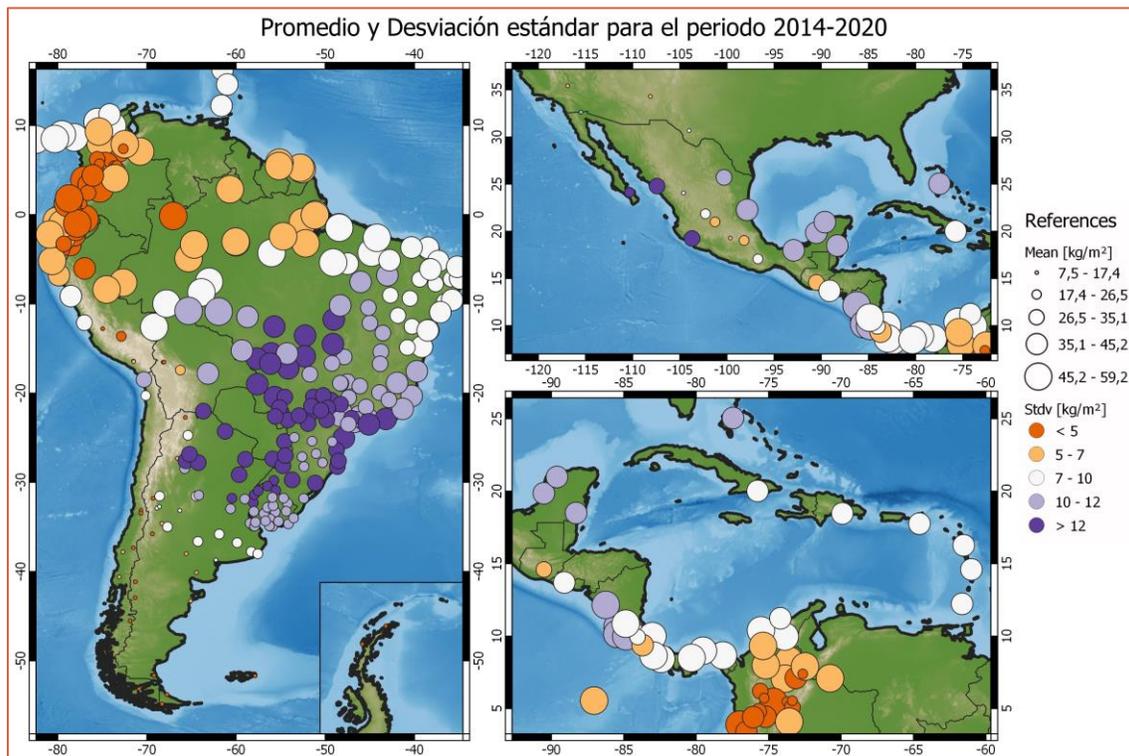


FIGURA 46: MAPA DE DISTRIBUCIÓN DE ESTACIONES SIRGAS CON SUS VALORES DE IWV MEDIOS (MEAN) Y SU DESVIACIONES ESTÁNDAR (STDV)

Se observa que el valor medio de IWV disminuye notablemente sobre la cordillera de los Andes y también se relacionan con la altura los menores desvíos estándar. En la zona ecuatorial (entre 10° y -10° de latitud) el valor medio de IWV es el máximo, pero el desvío estándar es mínimo, inferior a 7 kg/m² excepto en las zonas de costa que presenta un desvío estándar ligeramente mayor, lo cual se estima se debe a la influencia oceánica. Continuando en una franja de 2° más en latitud,

tanto al norte como al sur, el desvío estándar (variabilidad del IWV) aumenta, presentando valores entre 7 y 10 kg/m².

Hacia el sur de los -12° de latitud y hasta los -30° de latitud y simétricamente al norte de los 12° y hasta los 30° de latitud, se observa un significativo aumento de la variabilidad con valores de desvío estándar mayores a 10 kg/m². En esta franja latitudinal los valores aumentan en la costa atlántica lo cual se estima es consecuencia de la menor altura y de la influencia oceánica. De igual forma se observa en la región climática Cfa (clima templado, sin estación seca, con verano caluroso), región conocida como “Chaqueña”, considerada principal causal de las tormentas que ingresan a Argentina desde el Nor-este, resultando con desvíos estándar mayores a 12 kg/m². Al sur de los -30° de latitud (como al norte de los 30° en el hemisferio norte), los desvíos estándar descienden notablemente como los valores medios del IWV, se observa como el factor preponderante es la latitud y la altura (a mayor latitud (en valor absoluto) y mayor altura menor desvío estándar).

5.2.4.4.1 Horarios de máximo y mínimo contenido de IWV

Para complementar los estudios del comportamiento diario del IWV, se analizó el horario de ocurrencia de los valores máximos (Figura 47) y mínimos (Figura 48). Para analizar estos horarios, se realizó el promedio por cada hora, a lo largo de los 7 años de análisis. Con ellos, se determinaron máximos y mínimos, y a fines prácticos de la interpretación espacial (en el mapa) se agruparon en intervalos de dos horas. Es importante mencionar que los horarios se encuentran en UTC, por lo que, para obtener la hora local, se le debe sumar el huso horario de cada país. Para el caso de Argentina y al 2022, la hora oficial (HOA) se obtiene adoptando el huso horario de -3.

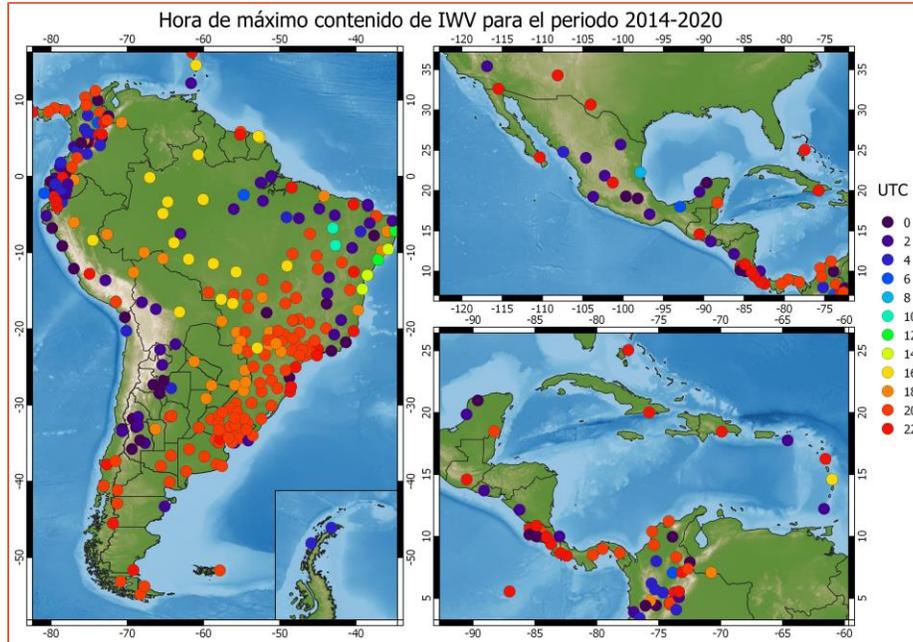


FIGURA 47: HORA UNIVERSAL (UTC) DONDE EL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA ES MÁXIMO

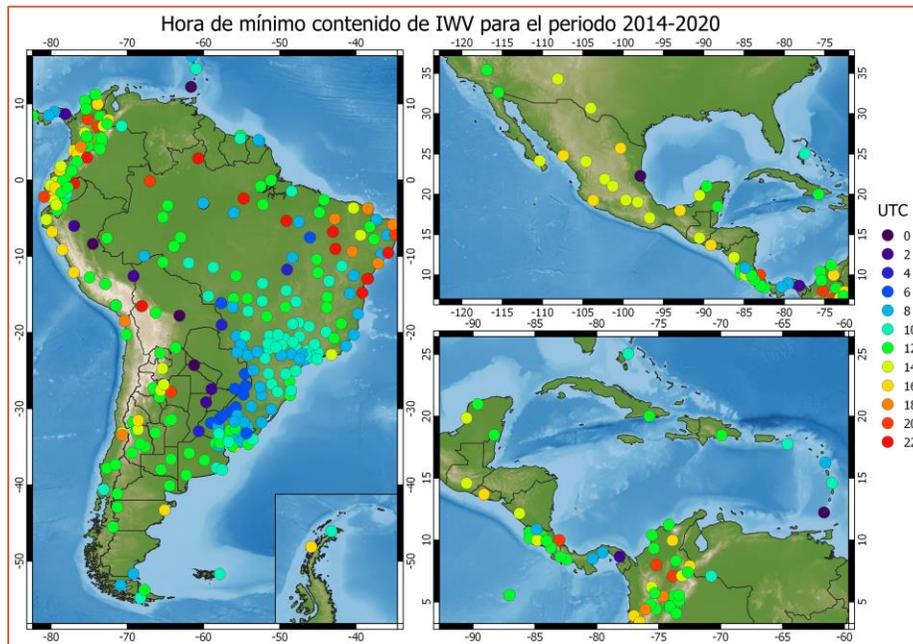


FIGURA 48: HORA UNIVERSAL (UTC) DONDE EL CONTENIDO DE VAPOR DE AGUA ES MÍNIMO.

En la Figura 47 es posible determinar que los picos máximos de IWV se dan después de las 18 UTC (es decir, después de las 15 HOA) al este de Argentina y sur de Brasil y después de las 20 UTC en la costa de Brasil y al oeste de América del Sur, Centro y Caribe. Por otro lado, los mínimos observables en la Figura 48 se dan en su mayoría en los momentos del mediodía UTC (8 HOA). Puede observarse, en el resumen de la Tabla 5, que la mayor parte de las estaciones tienen sus máximos en horas de la tarde-noche y madrugada (UTC) mientras que la mayoría de los valores mínimos se dan 12 horas después, es decir en horarios de la mañana y comienzos de la tarde.

Sin embargo, los datos horarios son muy sensibles a los valores extremos. Por ejemplo, ante un evento de viento Zonda, en la zona oeste de Argentina, los valores de IWV estarán sesgados con respecto a su valor medio. En las regiones áridas y semi-áridas la variabilidad temporal es más marcada, con lo cual es posible que esa variación contenida en los datos horarios no permita cuantificar de forma clara, la ocurrencia de los máximos y mínimos.

TABLA 5: CANTIDAD DE ESTACIONES QUE TIENEN MÁXIMOS Y MÍNIMOS EN LOS INTERVALOS HORARIOS DETERMINADOS

Horario (UTC)	Máximo contenido de IWV	Mínimo contenido de IWV
0 – 1	34	8
2 – 3	49	4
4 – 5	18	4
6 – 7	4	9
8 – 9	2	75
10 – 11	1	68
12 – 13	2	94
14 – 15	8	27
16 – 17	16	22
18 – 19	57	9
20 – 21	104	11
22 – 23	45	9

5.2.5 Tendencia

Como el vapor de agua es un gas de efecto invernadero, su estudio en series de tiempo permite analizar el comportamiento de la atmósfera a nivel global, como parte de las investigaciones que buscan estudiar el calentamiento global. Para analizar la factibilidad del uso de las series temporales

de SIRGAS en esta temática, se buscó detectar tendencias relacionadas a incrementos o disminuciones en el vapor de agua, mediante el ajuste de un modelo lineal a cada serie. Con las pendientes de cada recta se generó un mapa de tendencia, el cual permite determinar cómo ha sido el comportamiento del IWV en ese período. El mapeo de las tendencias (Figura 49) permite detectar un leve incremento del vapor de agua en el Caribe y en el este de Brasil, mientras que se observa una tendencia negativa en el centro sur de Brasil, Paraguay y centro-este y norte de Argentina.

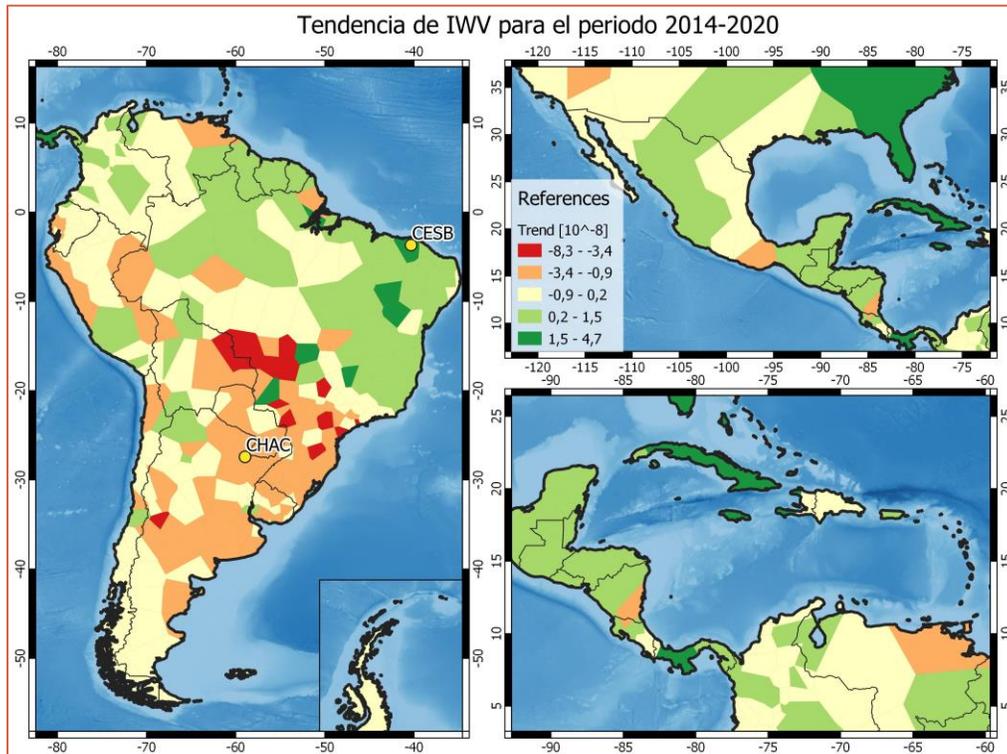


FIGURA 49: TENDENCIA (TREND) DEL IWV PARA LA EXTENSIÓN GEOGRÁFICA DE LA RED SIRGAS.

A modo de ejemplo se muestran dos series temporales con su modelo lineal. Una pendiente positiva permite inferir que el IWV de la zona está aumentando, como en es el caso del sitio de la estación CESB, ubicada al norte de Brasil (Figura 50), mientras que la pendiente negativa indica una disminución del valor del IWV, como es el caso de la estación CHAC, al norte de Argentina (Figura 51). Por otro lado, es importante mencionar que aquellas estaciones que presentan la máxima tendencia negativa (áreas rojas, centro-sur de Brasil), son estaciones que presentan series temporales de aproximadamente 4 años, por lo tanto, la menor cantidad de datos con respecto a sus estaciones vecinas puede generar que los eventos climáticos extremos que aumentan o disminuyen

el contenido de vapor para la región, tengan más peso a la hora de calcular el modelo lineal de ajuste. Este análisis preliminar brinda una base para futuros análisis, a medida que se incrementen las series temporales y aumente la cantidad de estaciones.

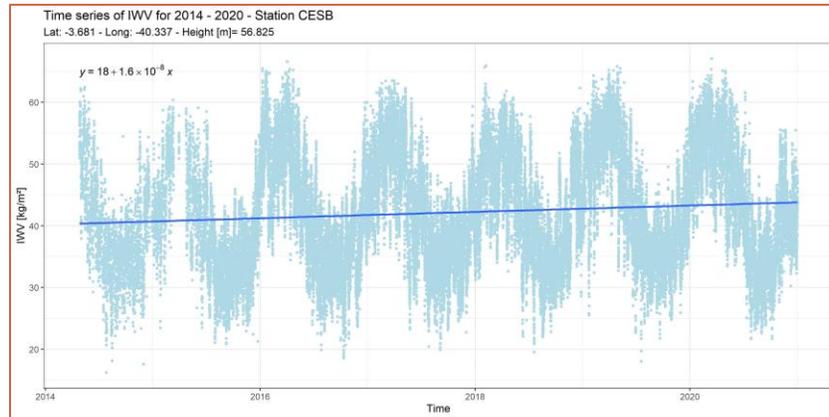


FIGURA 50: SERIE DE TIEMPO Y RECTA DE AJUSTE PARA ESTACIÓN CESB (BRASIL)

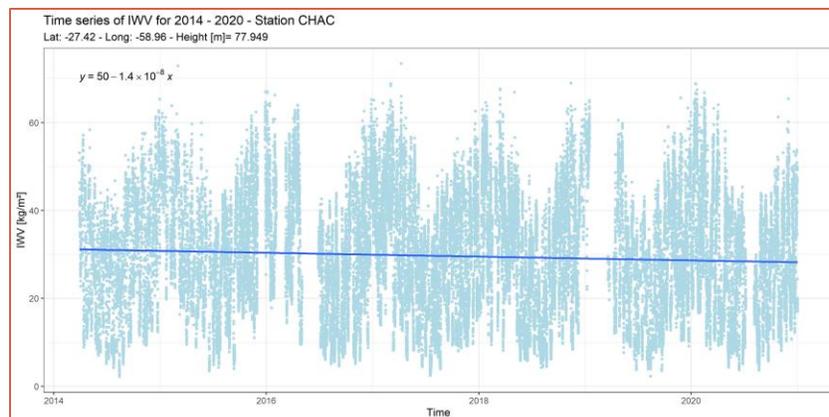


FIGURA 51: SERIE DE TIEMPO Y RECTA DE AJUSTE PARA ESTACIÓN CHAC (ARGENTINA)

Si bien las series calculadas son un periodo corto con respecto a los estudios de calentamiento global, las pendientes calculadas, aunque muy bajas (en el orden de 10^{-8} kg/m²), muestran concordancia con las áreas de tendencia negativa indicadas en (Bianchi et al., 2016). Adicionalmente, se compararon series de IWV calculado en base a GNSS con datos de radiosondeo. Las pruebas se llevaron a cabo para 35 sitios, los cuales cuentan con una estación de radiosondeo y una GNSS SIRGAS en un radio menor a 30 km. Dado que ambos sets de datos presentan distinta densidad temporal, se utilizaron los datos de GNSS únicamente de aquellas fechas y horas en que hubo un radiosondeo, en

cada sitio. Finalmente, los datos fueron normalizados para facilitar la comparación entre las tendencias de ambas estaciones.

En la Figura 52 se realizó una comparativa entre las pendientes obtenidas con radiosondeos (RS) y las obtenidas con SIRGAS (GNSS). Puede observarse que sólo 3 sitios presentan pendientes de distinto signo (CALI, IGN1 y POLI) y en general, todas presentan prácticamente la misma magnitud. Si bien las series calculadas son cortas (7 años), estos resultados son alentadores en cuanto al uso de los valores de IWV de SIRGAS para estudios de cambio climático.

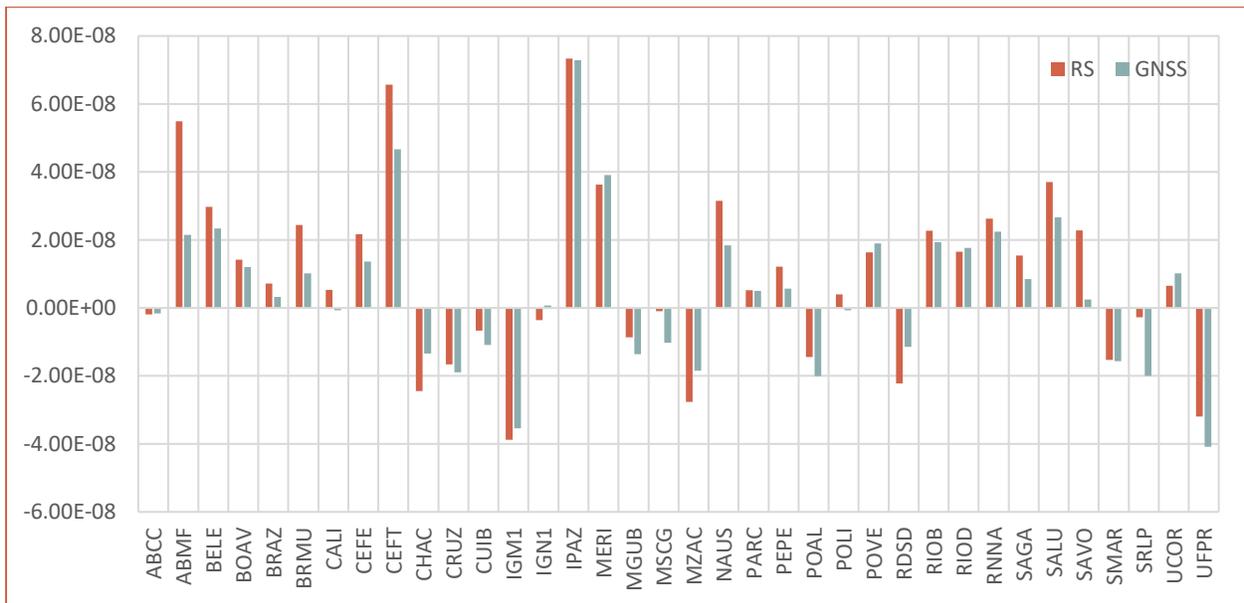


FIGURA 52: COMPARACIÓN ENTRE LAS PENDIENTES DE LAS RECTAS DE AJUSTE A LAS SERIES DE IWV CALCULADAS CON RADIOSONDEOS (RS) Y GNSS.

5.3 Conclusiones

Los estudios de vapor de agua realizados sobre América del Sur, Centro y Caribe demostraron el potencial de los datos de las estaciones SIRGAS para estudios atmosféricos. Se ha estudiado cómo varía el vapor de agua de acuerdo con la latitud y la altura de los sitios de interés, mostrando que los máximos valores se dan en las zonas ecuatoriales, principalmente en la zona amazónica y a medida que las estaciones se alejan de la línea del Ecuador muestran un contenido de vapor de agua menor. Similar ocurre con la altura, donde las estaciones que están ubicadas a mayor altura presentan un menor contenido de vapor en comparación con aquellas estaciones a menor altura. Se mostró

también, en el ejemplo descrito en la Figura 42 (zona montañosa de Colombia y Ecuador), cómo se combinan ambos factores (latitud y altura) dando por resultado variaciones significativas en el contenido medio del vapor. A causa de la altura, los valores esperados de IWV, por su ubicación geográfica (superiores a 40 kg/m^2), se reducen a valores medios de entre 17 y 26 kg/m^2 .

Para estudiar la influencia tanto de la altura como de la latitud, se presentó un análisis multivariable en el cual fue posible determinar que las estaciones ecuatoriales ubicadas en altura presentan valores similares a aquellas a latitudes medias, pero con desviaciones estándar menores. Esto significa que las estaciones presentan un contenido de vapor de agua prácticamente constante a lo largo del año. A medida que la altura disminuye, la desviación estándar aumenta, indicando que los valores de vapor de agua son muy dispares con respecto a la media.

El comportamiento de los valores medios de vapor de agua se analizó también mediante mapas espaciales, utilizando valores medios, amplitud y desviación estándar. Con respecto a los valores medios, se comprueba lo analizado anteriormente, y es posible agregar una característica sobre el comportamiento de las estaciones costeras. Este caso es notorio en la costa este de Brasil, en el cual pueden observarse valores medios de IWV superiores a estaciones vecinas, debido a la influencia de las masas de agua oceánica circundantes.

Con respecto a la amplitud, se observan estaciones mayor variabilidad anual (amplitud), presentes en la zona ecuatorial, mientras que a medida que se acercan a la costa, la amplitud disminuye. Esto significa que durante el año los valores de IWV se mantienen cercanos a la media, mientras que en otras áreas se intercalan épocas de humedad y sequía. Las estaciones que presentan mayores amplitudes presentan también los valores medios más altos. Para las series analizadas, se observa que julio es el mes donde se alcanzan los valores mínimos de vapor de agua. Sobre esta zona se podría inferir que los vientos provenientes del Caribe, tal vez debilitados por la disminución en la evaporación del Amazonas, llegan más secos a las estaciones ubicadas más al centro de América del Sur, razón por la cual durante julio se presentarían los picos de menor contenido de vapor de agua.

Por otro lado, se realizó un estudio de regiones climáticas, basado en la clasificación general de Peel, et al (2007), el cual divide las regiones climáticas en cinco grandes grupos. La superposición de la información de valores medios calculados en base a SIRGAS y las áreas climáticas de Peel et al (A, B, C y E), mostraron coincidencias en la mayoría de las áreas estudiadas. Dado que las estaciones SIRGAS continúan muy dispersas en comparación con las estaciones meteorológicas utilizadas por

Peel et al., las subdivisiones de las regiones climáticas no fueron tenidas en cuenta en los análisis. Sin embargo, esto permitió demostrar el potencial de los valores de vapor de agua de SIRGAS en estudios climáticos. A medida que la red se densifique y/o se incorporen estaciones GNSS de otras redes, será posible incluir las subcategorías para análisis más detallados.

Con respecto a la desviación estándar, ésta fue relacionada con la variabilidad diaria del vapor, ya que, por definición, la desviación estándar es la media de todas las diferencias con respecto al valor medio. En las estaciones con mayor desviación estándar las series se presentan “más ruidosas” lo cual se entiende como mayor variabilidad diaria de los datos (diferencias de vapor entre el día y la noche). Estas estaciones se encuentran principalmente en zonas de baja altura y baja latitud, destacándose las estaciones costeras tanto de Brasil como de Colombia y Ecuador, y las pertenecientes a la zona amazónica.

Por último, se realizó un estudio para analizar si existen tendencias a largo plazo. Los modelos lineales de ajuste a las series temporales de vapor de agua permitieron obtener valores que marcan una ligera tendencia a la disminución del IWV, en la zona central de América del Sur, principalmente al norte de Argentina y sur de Brasil y una tendencia al aumento en la zona ecuatorial y del Caribe. Si bien los periodos analizados resultan insuficientes para estudios de cambio climático, estas conclusiones concuerdan con las encontradas en Bianchi et al., (2016) y con las comparaciones realizadas con radiosondeos.

Si bien se pudieron realizar análisis en el dominio del tiempo de las series, mediante el cálculo de valores estadísticos básicos, se propone, como trabajo a futuro, el análisis de las series temporales en el dominio de la frecuencia, a fin de detectar cuáles son las frecuencias que conforman las series de tiempo total. Este aporte complementará los realizados en esta tesis y permitirá revelar patrones no detectados con parámetros estadísticos.

6 Aportes al cálculo y análisis del ZTD

Como se mencionó previamente, cuando la señal atraviesa masas de vapor de agua, la velocidad de propagación disminuye generando un retardo en el camino que recorre el pulso. Este fenómeno puede estudiarse por medio del retardo cenital troposférico (ZTD) en la señal GNSS, y su cálculo permite no sólo corregir los interferogramas sino también determinar valores de vapor de agua y analizar su comportamiento en el espacio y tiempo.

6.1 Cálculo de ZTD a partir de observaciones GNSS

La determinación del retardo de la señal GNSS a causa de la atmósfera surge por la necesidad de lograr alta precisión en el cálculo de coordenadas geodésicas. A causa del error de refracción que genera la presencia de la atmósfera, el camino que sigue la señal electromagnética sufre una desviación que curva la señal hacia la Tierra. Esta curvatura depende del ángulo de observación al objeto (Figura 53).

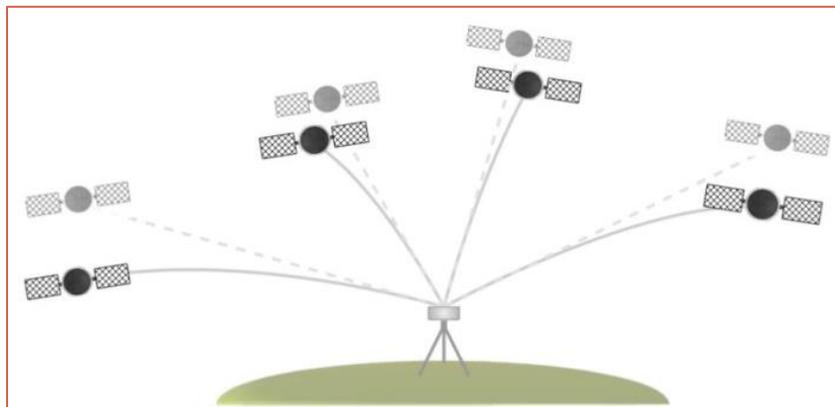


FIGURA 53: EFECTO DE LA REFRACCIÓN ATMOSFÉRICA EN LA CONFIGURACIÓN GEOMÉTRICA DE LOS SATÉLITES GNSS. LAS LÍNEAS SÓLIDAS CORRESPONDEN A LA OBSERVACIÓN REAL, MIENTRAS QUE LAS LÍNEAS PUNTEADAS CORRESPONDEN A LA POSICIÓN APARENTE DEL SATÉLITE. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA.

A causa de la desigual distribución de constituyentes de la atmósfera, la señal de cada satélite que es observada por un receptor GNSS sufre una desviación distinta. Esta desviación es máxima si la dirección satélite-receptor está cercana al horizonte y mínima en el cenit, por lo tanto, el retardo

de la señal será mayor a medida que el satélite se acerca al horizonte. A fin de reducir las observaciones a una única dirección, se utiliza una función de mapeo, la cual permite llevar las observaciones a la dirección cenital.

El ZTD 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). Por lo tanto, se consideran dos funciones de mapeo: una para la componente seca y otra para la húmeda (vapor de agua).

$$\Delta T = f_h(z)\Delta T_h^0 + f_w(z)\Delta T_w^0 \quad \text{Eq. 46}$$

Donde T^0 es el retardo en la dirección cenital, $f(z)$ la función de mapeo para una distancia cenital z . Algunas funciones de mapeo utilizadas son:

- Función de Mapeo de Hopfiel (Hopfiel, 1969)
- Función de Mapeo de Black (Black, 1978)
- Función de Mapeo de Chao (Chao, 1972)
- Función de Mapeo de Baby (Berrada Baby et al., 1988)
- Función de Mapeo de Herring (Herring, 1992)
- IMF: Isobaric Mapping Function (Niell, 2001)
- VMF1: Vienna Mapping Function (Boehm et al., 2006a)
- GMF: Global Mapping Function (Boehm et al., 2006b)

6.2 Cálculo de ZTD desde modelos atmosféricos

El retardo que sufre la señal a causa del vapor de agua puede estimarse mediante modelos atmosféricos globales. Estos cálculos resultan beneficiosos principalmente para aquellas áreas que no cuentan con estaciones GNSS. Si bien las redes GNSS se encuentran en permanente densificación, el método alternativo que se propone en esta sección permitirá incrementar los datos ya disponibles.

Uno de los modelos atmosféricos más difundidos y accesibles es el modelo de reanálisis ERA5, 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 30 km de resolución tanto a nivel de superficie como 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 3 meses mientras que los datos preliminares de procesamiento se pueden obtener con 5 días de demora (Hersbach et al., 2018).

Como el ZTD no es una variable generada por los centros de procesamiento de los modelos atmosféricos pero el vapor de agua sí lo es, el método propuesto utiliza el proceso inverso al utilizado para el cálculo de IWV en base al ZTD obtenido con GNSS. Para esta metodología de cálculo se utilizó el modelo ERA5 referido a nivel de superficie y tres variables meteorológicas: temperatura, presión atmosférica y vapor de agua. El nivel de superficie se explica en detalle en la siguiente sección.

La temperatura, obtenida en grados Kelvin [K], se encuentra expresada a dos metros de altura del suelo y es calculada por interpolación entre el nivel de presión más bajo del modelo y la superficie terrestre. La presión atmosférica extraída se utiliza en hectopascales [hPa] y es la fuerza ejercida por la atmósfera ajustada a la altura del 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/m²], 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., 2018). Este modelo en particular permite prescindir de realizar integraciones a lo largo de los diferentes niveles de presiones atmosféricas facilitando el uso y comprensión a usuarios ajenos a las prácticas meteorológicas.

En base a las variables meteorológicas obtenidas del modelo propuesto, el cálculo de ZTD se realiza de la siguiente manera: En la Eq. 36 se considera el ZTD como la suma de dos componentes, el ZHD se determina siguiendo la Eq. 37 y la presión extraída del modelo se reduce a nivel de superficie según lo indicado en la Eq. 38. Hasta aquí se siguen los mismos pasos detallados en la Sección 5.1. Como se está realizando el camino opuesto al utilizado para la determinación del IWV, para este caso, el ZWD se determinará como:

$$ZWD [m] = \frac{IWV [kg/m^2]}{\Pi} \quad \text{Eq. 47}$$

Donde el ratio se determina siguiendo la Eq. 41 y la temperatura según Eq. 43. De esta manera es posible determinar un valor de ZTD por cada nodo (punto) del modelo atmosférico.

6.2.1 Consideraciones para la superficie de referencia

En ERA5, la altura a la que se refieren los datos se expresa como medida de potencial [m^2/s^2] en una variable llamada “geopotencial” mientras que los valores de ZTD de SIRGAS están referidos a la altura geométrica (metros sobre el elipsoide) con respecto al elipsoide WGS84. El geopotencial de ERA5 puede transformarse a altura geopotencial (metros sobre el geoide) si se lo divide por un valor promedio de gravedad (ECMWF, 2016b):

$$h_{ref}[m] = \frac{geopotencial [m^2/s^2]}{9.80665 [m/s^2]} \quad \text{Eq. 48}$$

Como se explicó en la sección 3.4, la interferometría diferencial requiere del uso de un DEM que permita eliminar la componente topográfica de los interferogramas, para obtener por resultado la deformación ocurrida durante dos momentos. Uno de los DEM más utilizados (y el utilizado para esta tesis en todos los procesamientos realizados) es el SRTM30 (NASA-JPL, 2013), el cual refiere sus alturas al geoide. A fin de comparar si la superficie de referencia de ERA5 difiere, o no, del SRTM30, se realizó una comparación entre ambas superficies para todo Sudamérica. La Figura 54 muestra la diferencia entre las alturas de ambos modelos y permite observar que la mayor diferencia se encuentra sobre la Cordillera de los Andes, llegando a diferencias de -1000 m.

Como las variables meteorológicas provistas por ERA5 están referidas al nivel de referencia generado en la Eq. 48 y se comprobó que esta superficie difiere en varios metros con respecto al DEM SRTM30, se hace necesario que todas las variables utilizadas se encuentren al mismo nivel de referencia. Como la presión atmosférica se encuentra referida al nivel medio del mar, es necesario reducirla al nivel de referencia de las restantes variables, mediante la Eq. 38, utilizando como variable altimétrica, la altura provista por ERA5.

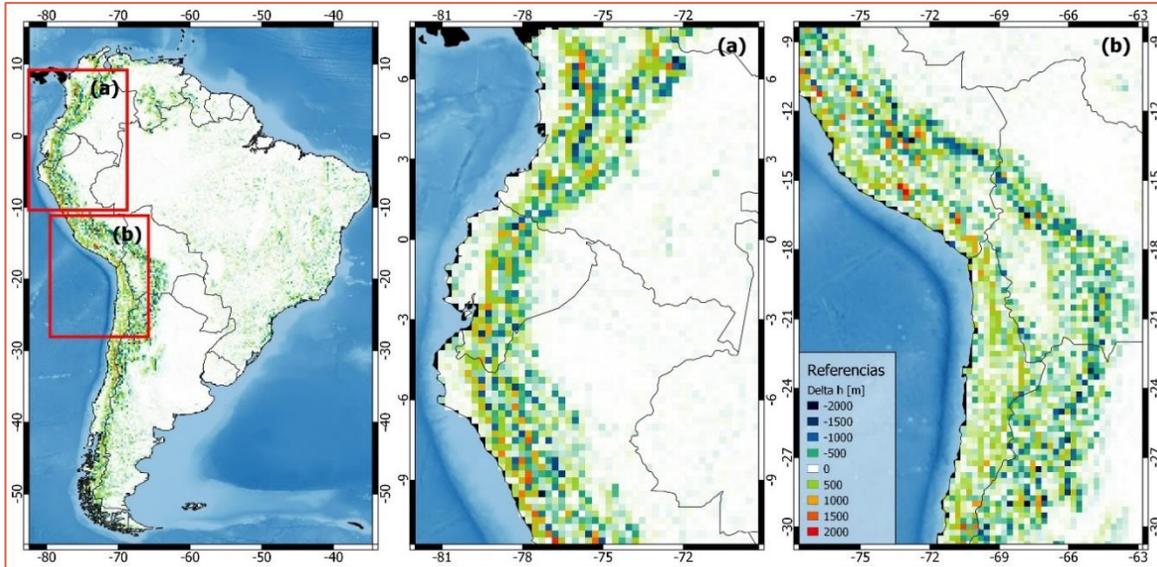


FIGURA 54: DIFERENCIA DE ALTURA (DELTA H) ENTRE LA SUPERFICIE DE REFERENCIA DEL ERA5 Y EL DEM SRTM30, EN METROS [M]. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA

El histograma de la Figura 55 permite determinar que la distribución de los valores de las diferencias de altura se encuentra centrados en el cero.

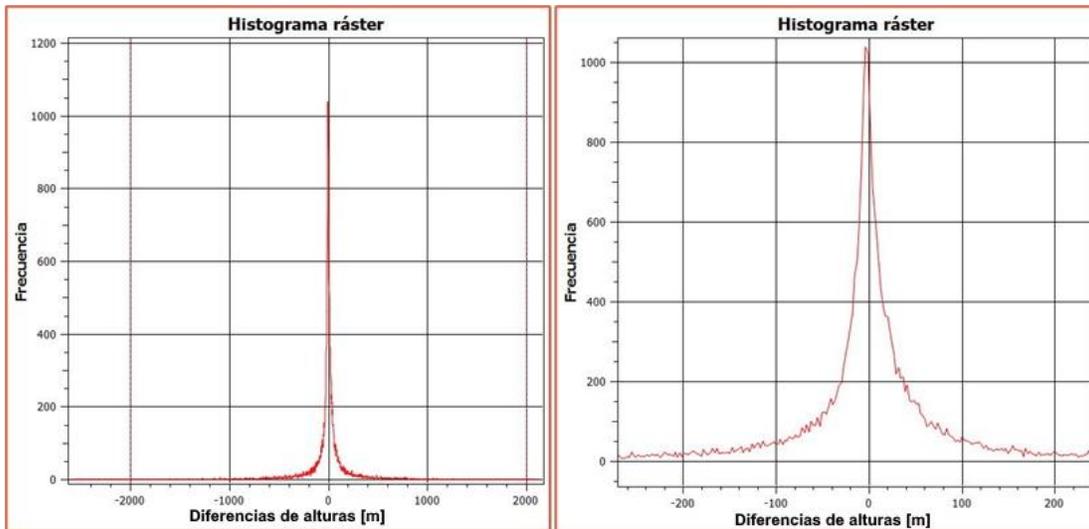


FIGURA 55: HISTOGRAMA DE LAS DIFERENCIAS ENTRE SUPERFICIES DE REFERENCIA. IZQUIERDA: HISTOGRAMA COMPLETO. DERECHA: ZOOM A VALORES CENTRALES. FUENTE: ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE QGIS (v. 3.10.6.)

6.2.2 Validaciones

La validación del ZTD que se obtuvo con ERA5 (ZTD_{ERA5}), se determinó por diferencia directa con el ZTD de SIRGAS (ZTD_{SIR}), por ser un producto ya validado. La comparación se llevó a cabo para el año 2018, en 382 estaciones y utilizando el ZTD_{ERA5} del nodo más cercano a la estación SIRGAS. Ya que las estaciones GNSS y el modelo ERA5 refieren sus datos a distintas superficies de referencia, el ZTD_{ERA5} se calculó referido al elipsoide de referencia WGS84.

La Figura 56 muestra la distribución de las estaciones GNSS sobre las que se realizó la validación del ZTD_{ERA5} , indicando en color, los valores medios de las diferencias y, en tamaño, su desviación estándar (SD). La Figura 57 muestra el histograma de los promedios, y se observa que, de las estaciones analizadas, 304 (79.6%) poseen diferencias ± 1.5 cm y, de ellas, el 75% presentan una desviación estándar entre 1.3 y 2.2 cm.

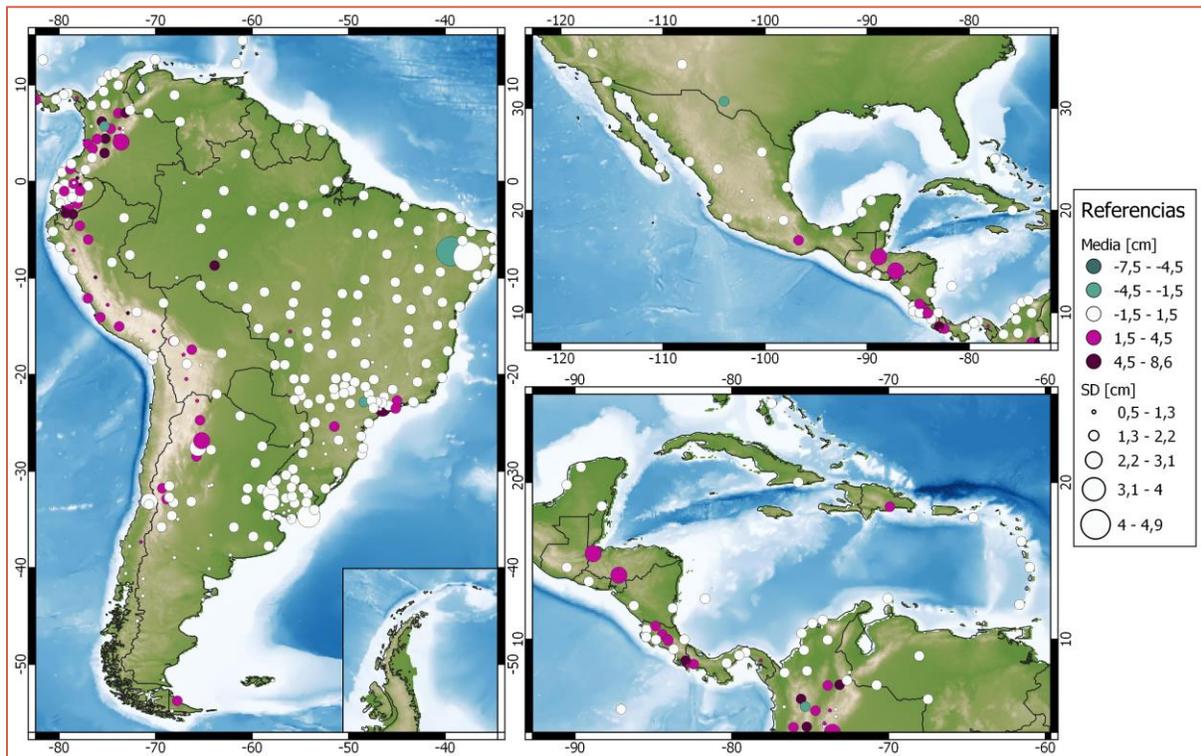


FIGURA 56: VALIDACIÓN DEL ZTD_{ERA5} EN ESTACIONES SIRGAS. LOS COLORES REPRESENTA LA MEDIA DE LAS DIFERENCIAS ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$) Y EL TAMAÑO, LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR (SD). VALORES EN CENTÍMETROS.

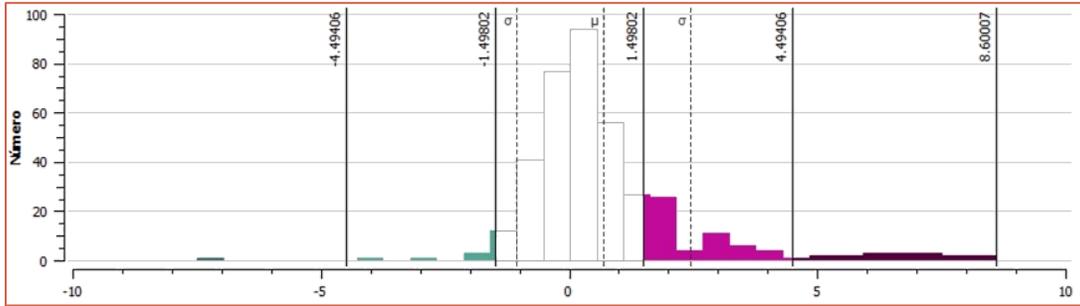


FIGURA 57: HISTOGRAMA DE LAS DIFERENCIAS MEDIAS ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$). FUENTE: ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE QGIS (v. 3.10.6).

Sin embargo, puede observarse que las máximas diferencias entre ZTD_{SIR} y ZTD_{ERA5} se encuentran en la zona norte de la Cordillera de los Andes, con diferencias entre 5 y 8 cm (aunque sólo en 17 estaciones), lo cual supera ampliamente los ≈ 7 mm de variación del ZTD_{SIR} con respecto a radiosondeos (Mackern et al., 2020). Para encontrar el origen de estas discrepancias se compararon los valores obtenidos en cada sitio con respecto al mapa de diferencias entre las superficies de referencia del ERA5 y SRTM30 y se observa que los puntos de máximas diferencias coinciden con las máximas desviaciones entre ambas superficies comparadas (Figura 58).

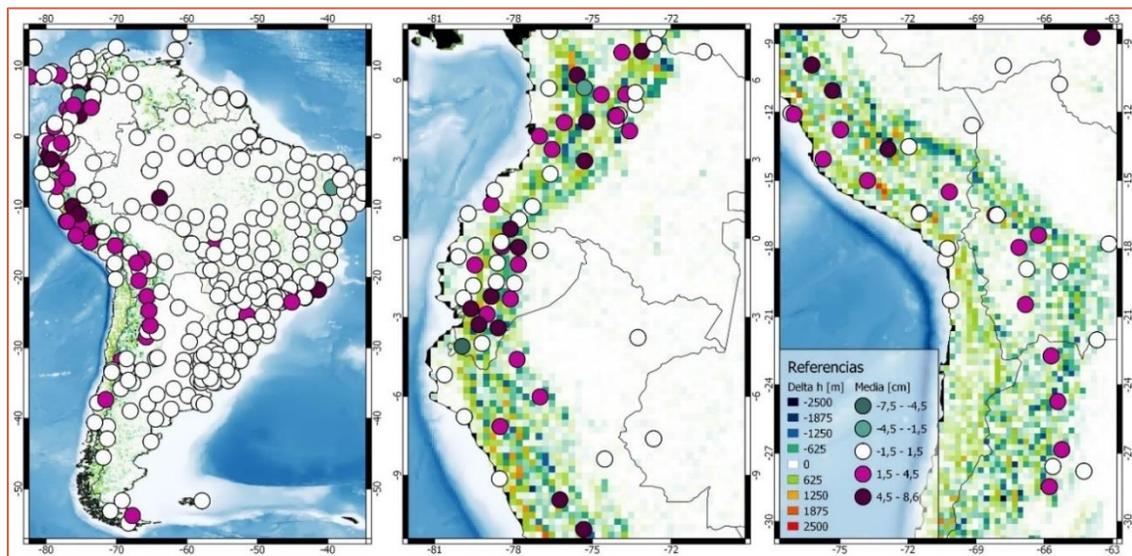


FIGURA 58: COMPARACIÓN ENTRE LOS PROMEDIOS DE LAS DIFERENCIAS $ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$ CONTRA LAS DIFERENCIAS EN ALTURAS (ERA5 - DEM SRTM30).

Si bien las alturas utilizadas fueron las alturas episódicas, los datos crudos de temperatura y vapor de agua del ERA5, se calculan a un nivel de referencia distinto al utilizado para el cálculo. Esta discrepancia en superficies de referencia ya fue investigada por Wang et al. (2016), el cual menciona la complejidad que resulta para los modelos atmosféricos el determinar la superficie terrestre, especialmente en áreas montañosas. También menciona que son conocidas las discrepancias entre los valores de IWV, superiores a 2.5 kg/m^2 , brindados por los modelos atmosféricos, a causa de la falta de datos de radiosondeos para la zona de América del Sur (Wang et al., 2016). Si se observan las series de tiempo de ZTD de las estaciones con máxima diferencia (Figura 59), como BNGA (Bucaramanga, Colombia) y AP01 (Perú), puede apreciarse una separación casi constante entre ambas series temporales (lo cual se observa en el gráfico de diferencias), lo que evidencia también que el comportamiento de ambas prácticamente el mismo. Por otro lado, las series de tiempo donde las diferencias son mínimas (Figura 60), puede observarse que los valores se encuentran centrados en 0.

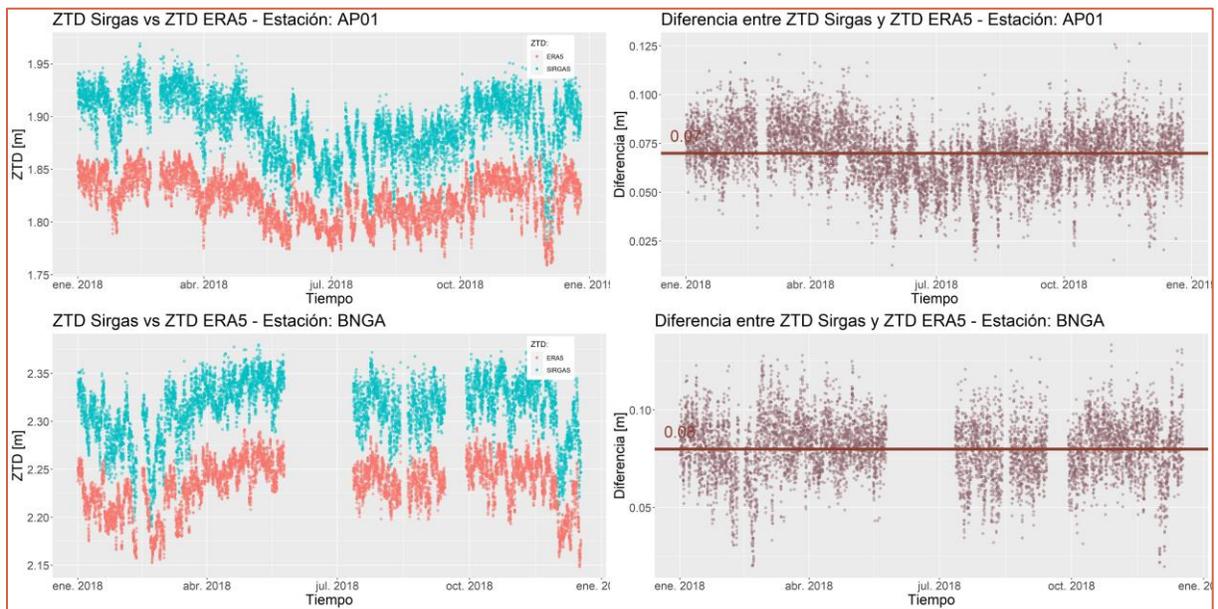


FIGURA 59: EJEMPLOS DE DOS ESTACIONES CON MÁXIMAS DIFERENCIAS ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$).

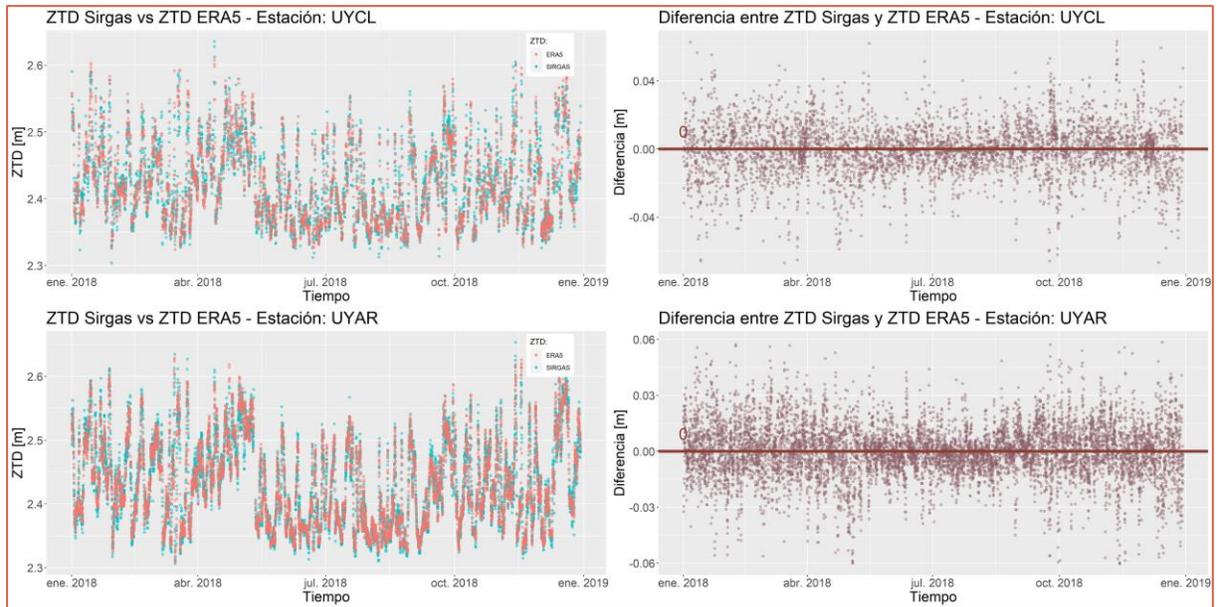


FIGURA 60: EJEMPLOS DE DOS ESTACIONES CON MÍNIMAS DIFERENCIAS ($ZTD_{SIR} - ZTD_{ERA5}$).

Por último, es importante tener en cuenta que una estación SIRGAS se puede encontrar a una distancia máxima de 21 km al nodo de ERA5 más cercano al que se le extrae el dato (considerando una resolución de 30 km y que la estación GNSS caería en el medio de 4 puntos). A esta diferencia en posición le puede corresponder una diferencia de altura (>1000 m en algunos casos), principalmente en zonas montañosas. En base a lo analizado en la sección 5.2.2, los cambios de altura generan variaciones en el IWV, y este se traduce en variaciones de ZTD en el orden de 10 cm (algunos ejemplos se presentan en Tabla 6). Esto se traduce a que la comparación realizada puede estarse generando entre valores altimétricos distintos.

TABLA 6: EJEMPLOS DE VARIACIONES DE ZTD EN ESTACIONES CERCANAS

Estación	País	Altura [m]	Δ Altura [m]	Distancia horizontal [km]	IWV medio [kg/m^2]	ZTD medio [m]	Δ ZTD [m]
EPEC	Ecuador	2523	532	14	23.51	1.76	0.10
QUEM		3055			21.71	1.86	
BOGA	Colombia	2610	350	18	23.19	1.83	0.08
ABPD		2960			21.32	1.75	

6.3 Cálculo de mapas de alta resolución de ZTD

Si bien la estimación del ZTD desde estaciones GNSS permite obtener valores del retardo cenital a una resolución temporal alta (Una hora o menos), la distancia entre las estaciones sigue siendo un limitante para estudiar esta variable. Diversos métodos de interpolación permiten la determinación de mapas continuos desde valores dispersos, siendo lo más destacados (Mitas & Mitasova, 1999):

- Vecino más cercano: Asume que cada punto de valor desconocido está influenciado por la cercanía a puntos de valores conocidos. Dentro de estos métodos se encuentran:
 - Inversa de la distancia ponderada (Inverse Distance Weighted - IDW): Cada valor se calcula en función de la inversa de la distancia a con los puntos totales.
 - Vecinos naturales: Cada valor se obtiene por la media ponderada en función del área más que las distancias.
 - Red irregular de triángulos (Triangulated Irregular Network - TIN): Genera una malla irregular en base a triángulos cuyos vértices son los puntos conocidos.
- Métodos geoestadísticos - Kriging: Genera ponderadores en base al comportamiento espacial de la variable sobre un área definida.

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, como el retardo cenital troposférico.

6.3.1 Modelo de descomposición troposférico iterativo

Recientemente, Yu et al. (2017; 2018a; 2018b), desarrollaron un método vinculado directamente a la interferometría diferencial, que permite calcular valores de ZTD para una grilla regular. Este método permite obtener un valor del retardo cenital para cada píxel de una imagen SAR en base a valores discretos de ZTD de cualquier origen. El método, denominado Modelo de descomposición troposférico iterativo (Iterative Tropospheric Decomposition Model – ITD), descompone el ZTD en dos componentes relacionado a la turbulencia y estratificación atmosférica.

$$ZTD_k = T(x_k) + L_0 e^{-\beta h_k} + \varepsilon_k \quad \text{Eq. 49}$$

Donde ZTD_k es el retardo cenital en una posición k , T representa la componente turbulenta, x_k son las coordenadas de la estación. La componente estratificada, al nivel del mar, está representada por los coeficientes β y L_0 y $h_k = (h_k - h_{min}) / (h_{max} - h_{min})$ permite ajustar la estratificación a la altura h de la estación. Finalmente, ε_k representa el error remanente sin modelar (Yu et al., 2017).

La componente turbulenta en un determinado píxel de la imagen puede ser interpolada utilizando el método IDW. Para n sitios con ZTD en una región de interés, la turbulencia puede determinarse como:

$$T_u = \sum_{i=1}^n w_{ui} T(x_i), \text{ con } w_{ui} = \frac{d_{ui}^{-2}}{\sum_{i=1}^n d_{ui}^{-2}} \quad \text{Eq. 50}$$

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 . La descomposición del ZTD puede desarrollarse en los siguientes pasos:

1. Tomando un píxel inicial, se considera el ZTD de todas las estaciones comprendidas en un radio de 100 a 200 km. La Eq. 49 se establece para cada ZTD involucrado, por lo que se puede determinar los valores iniciales de β y L_0 , considerando un valor de T igual a 0.
2. Con estos coeficientes se determina el valor inicial de la componente estratificada y permiten el cálculo de los residuos, ε_k . En la primera iteración, el error contendrá la totalidad de la componente turbulenta más el error.
3. La componente turbulenta se calcula por cada estación involucrada, desde los residuos, utilizando la interpolación IDW.

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \dots \\ T_n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & w_{12} & \dots & w_{1n} \\ w_{21} & 0 & \dots & w_{2n} \\ \dots & \dots & 0 & \dots \\ w_{n1} & \dots & w_{n,n-1} & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \dots \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad \text{Eq. 51}$$

4. Los nuevos valores T_n se sustraen del ZTD original, y así, nuevos parámetros β y L_0 son calculados.
5. Los pasos 2-4 se repiten hasta que β y L_0 converjan. Los coeficientes finales junto con los valores de turbulencia se utilizan para calcular el ZTD final del píxel. Los 5 pasos se repiten para cada píxel de la imagen.

Estos mapas (Como, por ejemplo, la Figura 61) pueden ser calculados por el usuario u obtenidos de la página web del Servicio Online de Corrección Atmosférica Genérica para InSAR (Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR - GACOS¹²).

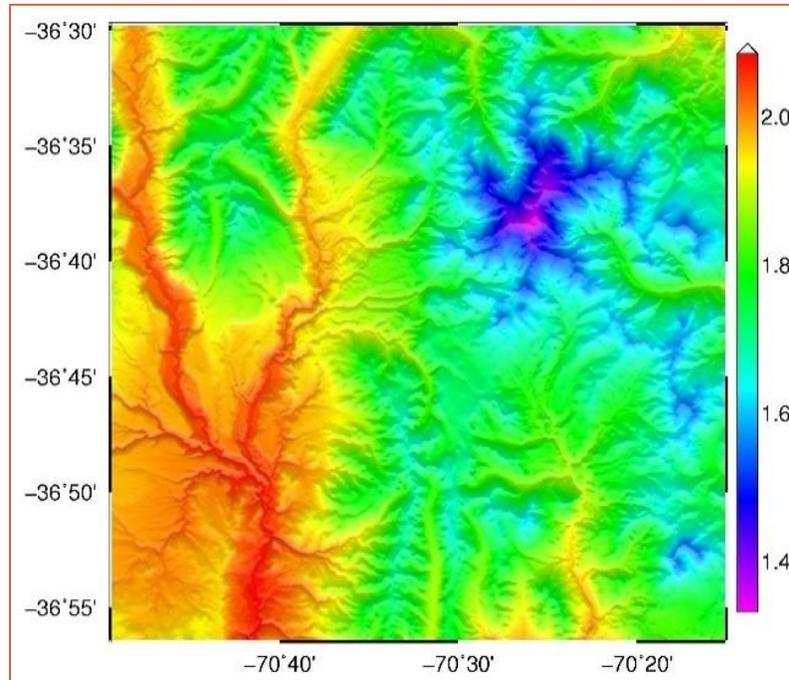


FIGURA 61: EJEMPLO DE MAPA DE ZTD OBTENIDO DEL SERVICIO GACOS. EL ZTD, CALCULADO EN METROS, CORRESPONDE AL 16/05/2020 PARA LAS 11:29 UTC. FUENTE: GACOS⁵.

6.4 Análisis del comportamiento del ZTD

Las series de tiempo del ZTD en un determinado sitio, permiten establecer un patrón de comportamiento y establecen la frecuencia entre los valores máximos y mínimos, promedios, amplitud y variabilidad. Analizando estas variables es posible determinar las características climáticas de la zona. La Figura 62 muestra series de tiempo del ZTD para cuatro estaciones ubicadas en regiones climáticas distintas (Tabla 7). Puede observarse cómo en estaciones de zonas áridas (Estación MGUE, Malargüe, Mendoza), los valores promedios de ZTD no sólo son bajos en comparación con zonas húmedas (Estación BELE, Belém, Brasil) sino que la amplitud anual

¹² <http://www.gacos.net/>

(diferencias entre los máximos y mínimos) también es baja. Otras estaciones en zonas áridas, como UNSJ (Ciudad de San Juan, Argentina) no sólo tienen valores de ZTD bajos, sino que los valores son menos ruidosos en comparación con una de clima semi-húmedo (VBCA, Bahía Blanca, Argentina), donde los valores indican mayor variabilidad diaria.

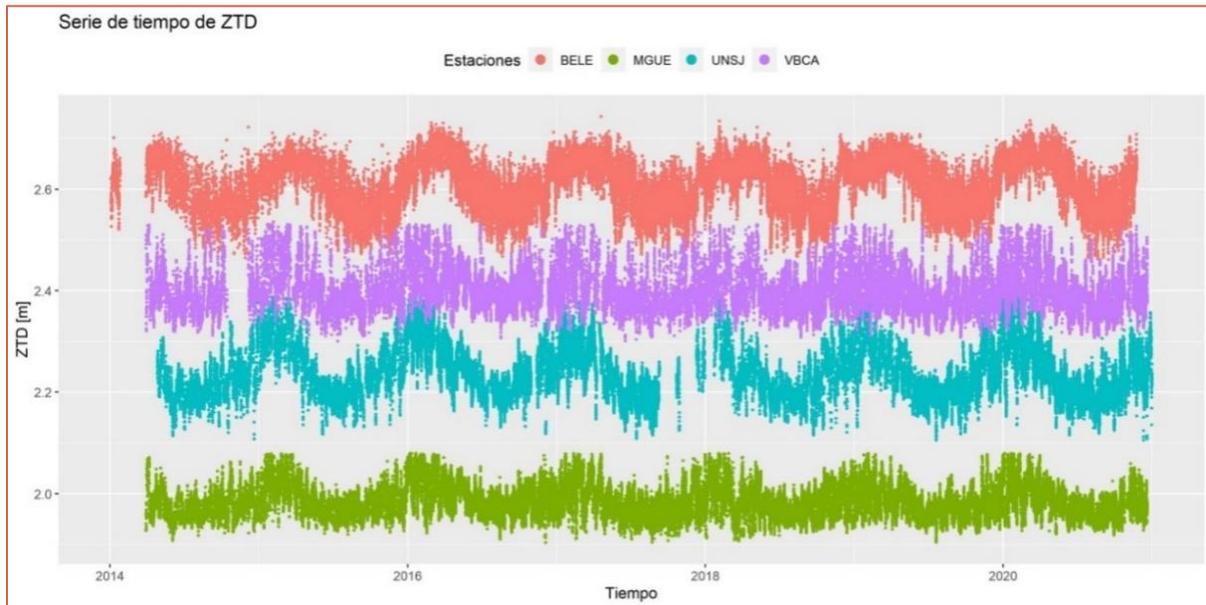


FIGURA 62: SERIE DE TIEMPO COMPARATIVA ENTRE 4 ESTACIONES GNSS PERTENECIENTES A ZONAS CLIMÁTICAS DISTINTAS. FUENTE: ELABORACIÓN PROPIA EN BASE A ZTD DE SIRGAS

TABLA 7: POSICIONES DE ESTACIONES SIRGAS Y SU VALOR PROMEDIO DE ZTD

Estación	País	Latitud (decimales)	Longitud (decimales)	Altura [m]	Promedio ZTD [m]
BELE	Brasil	-1,408793852	-48,46255009	9,06	2,61
MGUE	Argentina	-35,77735067	-69,39792713	1553,71	1,98
UNSJ	Argentina	-31,54125722	-68,57706046	708,90	2,23
VBCA	Argentina	-38,70076666	-62,2692282	59,45	2,39

6.4.1 Variaciones horarias del ZTD

Para poder cuantificar la variación temporal del ZTD se procedió a realizar un análisis sobre las series temporales del ZTD en las estaciones SIRGAS. Para ello, se determinó un valor

representativo del ZTD utilizando el valor medio para el período 2014-2020 y se determinó la diferencia entre dos valores horarios consecutivos (o cada dos horas en algunas estaciones) de ZTD para cada una de las estaciones de SIRGAS.

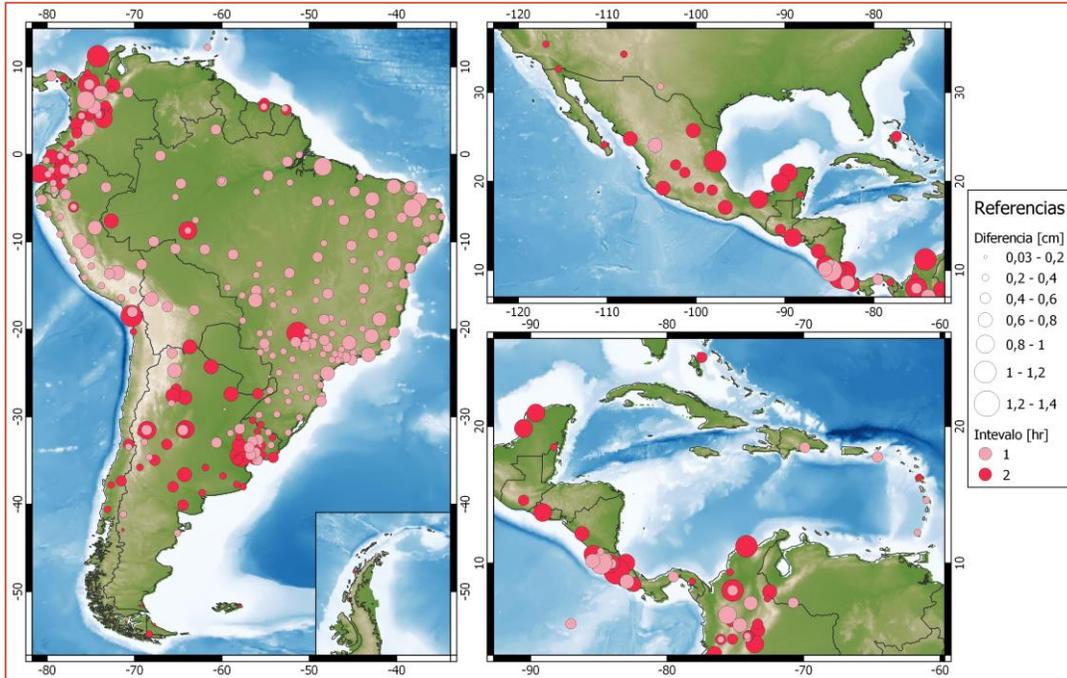


FIGURA 63: MÁXIMAS DIFERENCIAS HORARIAS DE ZTD.

La Figura 63 muestra el valor absoluto de la máxima diferencia calculada por estación. El tamaño del círculo representa la magnitud de la diferencia y el color indica el intervalo horario utilizado. Este mapa permite observar que las máximas diferencias entre dos valores consecutivos de ZTD es menor a 1.4 cm, aun si se utiliza un intervalo de dos horas. Esto también puede observarse entre los valores de ZTD promedios horarios de la Figura 64, donde se corrobora que la variación de ZTD entre horas consecutivas, es menor a un centímetro. Cabe mencionar que este análisis se está basando en valores promedio de ZTD, por lo que no considera los efectos que podría generar un evento meteorológico severo, como una tormenta o un frente frío. Por otro lado, si se observan las series de ZTD (como las indicadas a modo de ejemplo en la Figura 64, los valores medios permiten ver que las variaciones son, en general, menores al centímetro. En el Capítulo 7.2.2 se analizará si estas variaciones pueden afectar de alguna manera el cálculo de mapas de ZTD.

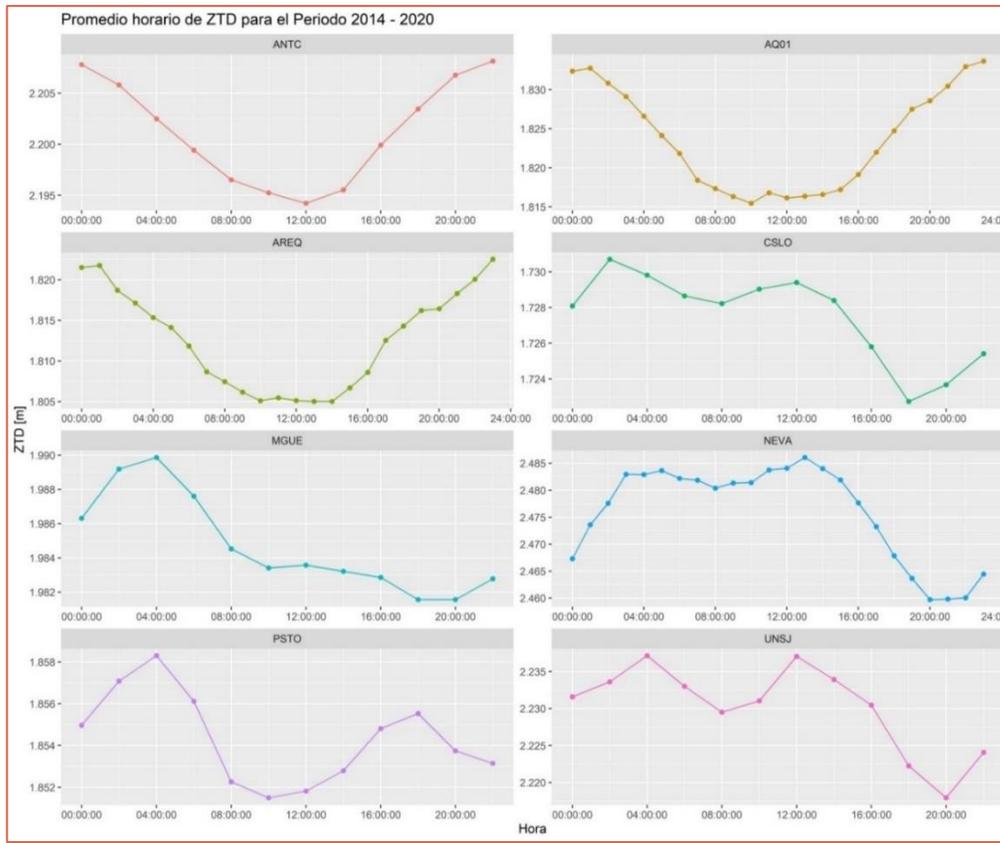


FIGURA 64: VARIACIONES HORARIAS DEL PROMEDIO DE 7 AÑOS EN ZTD PARA ESTACIONES SIRGAS.

6.5 Conclusiones

El ZTD es un residuo que debe ser determinado cuando se utiliza GNSS, puesto que es un error de distancia que se propaga en el cálculo de coordenadas. Es por ello que las redes geodésicas de alta precisión lo deben determinar a fin de ajustar los valores finales de coordenadas. Este valor resulta de interés para la meteorología, puesto que es una relación directa con el contenido del vapor de agua troposférico.

Dado que el vapor de agua y el ZTD son variables de utilidad para distintas aplicaciones, se propone un método de cálculo de ZTD basado en modelos atmosféricos, los cuales aumentan la cantidad de datos disponibles. Los valores determinados fueron validados contra valores de ZTD de la red SIRGAS, los cuales brindaron diferencias medias cercanas al centímetro, excepto para un limitado número de estaciones ubicadas en altura, cuyas diferencias superan los 5 centímetros.

También se remarca la importancia de la superficie de referencia utilizada en los cálculos, ya que esta puede generar que los valores de ZTD aumenten o disminuyan con el real. Este efecto es más notorio en las zonas de montaña, cuyas diferencias entre superficies de referencia puede superar los 1000 metros, adicionando un bias como respuesta a la diferencia de altura. Sin embargo, las variaciones en ZTD también pueden deberse a los complejos procesos de cálculo que se utilizan en la determinación de las variables del modelo ERA5 a causa de la falta de datos de radiosondeos y estaciones meteorológicas para todo América del Sur.

Por otro lado, se define el modelo de descomposición troposférico para la determinación del ZTD en una grilla regular de alta resolución (ya sea definida por el usuario o según la resolución del procesamiento DInSAR), que puede generar soluciones atmosféricas cuando se aplica la técnica de interferometría diferencial. Si bien el objetivo principal es generar una corrección atmosférica a interferogramas, es importante remarcar que la generación de estos mapas es independiente a su uso, por lo que es un método que puede utilizarse para estudiar la variabilidad del ZTD en un área.

El modelo de reanálisis ha mostrado ser un buen reemplazo para aquellas zonas que no cuentan con estaciones SIRGAS o que requieren de una densificación de puntos mayor a las redes GNSS. Su uso en interferometría diferencial se analizará con más detalle en el Capítulo 7.

7 Aportes al uso de 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, el objetivo de este capítulo es 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 ello, es necesario analizar la influencia de las dos componentes mencionadas previamente: altura y diferencia horaria.

- Como los ZTD determinados, ya sea mediante el procesamiento de una red GNSS o por el uso de modelos atmosféricos, refieren a determinada superficie de referencia, se debe tener en cuenta que esta puede no coincidir con la superficie utilizada en DInSAR. Sin embargo, el ZTD calculado en la interpolación ITD (Eq. 49) permite ajustar estos valores a la superficie de referencia de los interferogramas en relación con la superficie utilizada para su determinación con modelos atmosféricos. Este método determina iterativamente una componente estratificada en relación con la altura del píxel.
- La hora de adquisición SAR no siempre se corresponde con las horas puntuales a la que se publican los datos meteorológicos o los ZTD de las estaciones GNSS. Por lo tanto, se debe definir sobre la necesidad de interpolar temporalmente. Más detalles sobre estos análisis se encuentra en la sección 7.2.2.

A fin de determinar la factibilidad del uso de ZTD para la generación de soluciones atmosféricas en DInSAR, se utilizaron los datos de nueve procesamientos, seleccionados según disponibilidad de datos y de acuerdo con sus características climáticas y topográficas: desde zonas tropicales a zonas áridas y desde zonas de alta montaña a planicie. Las áreas utilizadas y los propósitos de su realización se detallan en la siguiente sección (7.1)

7.1 Áreas de aplicación

Como se mencionó previamente, para el análisis de la influencia de la atmósfera en DInSAR, se utilizaron áreas ubicadas a distinta latitud, las cuales presentan climatología y topografía variada. La

Figura 65 muestra las áreas procesadas, junto con la red de estaciones SIRGAS activas por ser uno de los principales insumos para este estudio. Para algunas áreas, se contó con procesamientos en diferentes órbitas satelitales (dos sensores o dos órbitas distintas), dando la posibilidad de realizar comparaciones a distintas horas para una misma zona.

En todos los casos analizados, el DEM utilizado para la generación de los interferogramas diferenciales fue el SRTM30 y el método para la generación de las series temporales fue SBAS. En cada área se incluye un mapa de ubicación con curvas de nivel cada 100 m y principales cada 500 m. Para facilitar la identificación de artefactos atmosféricos en los interferogramas, se presenta el DEM de la zona, en geometría SAR, tanto enrollado como desenrollado.

Un resumen de los principales datos de cada procesamiento se encuentra en la Tabla 8. Cabe mencionar que, si bien todos los procesamientos descriptos dieron origen a series de tiempo, sólo en un área se analizó el comportamiento de la atmósfera en las series temporales sin corregir. Para mayor simplicidad, a lo largo de esta tesis se indicará al sensor Sentinel como “SE1” y sus dos órbitas como “ASC” (para ascendente) y “DES” (para descendente), mientras que el sensor SAOCOM se lo indicará como “SAO”.

TABLA 8. RESUMEN DE LAS PRINCIPALES CARÁCTERÍSTICAS DE LOS PROCESAMIENTOS UTILIZADOS

	Área	Sensor	Órbita	Núm. Fechas	Núm. Interf	Tamaño píxel [m]	Hora (UTC) [HH:MM]
a)	Sotará	SE1	Des	196	581	150 x 150	10:51
			Asc	138	408	150 x 150	23:21
b)	Sabancaya	SE1	Des	79	232	150 x 150	00:23
c)	San Juan	SE1	Des	84	256	150 x 150	09:55
			Asc	65	200	150 x 150	23:19
d)	Domuyo	SAO	Asc	7	18	30 x 50	11:29
		SE1	Asc	23	71	31 x 47	23:27
e)	Patagonia	SE1	Des	63	188	60 x 80	09:34

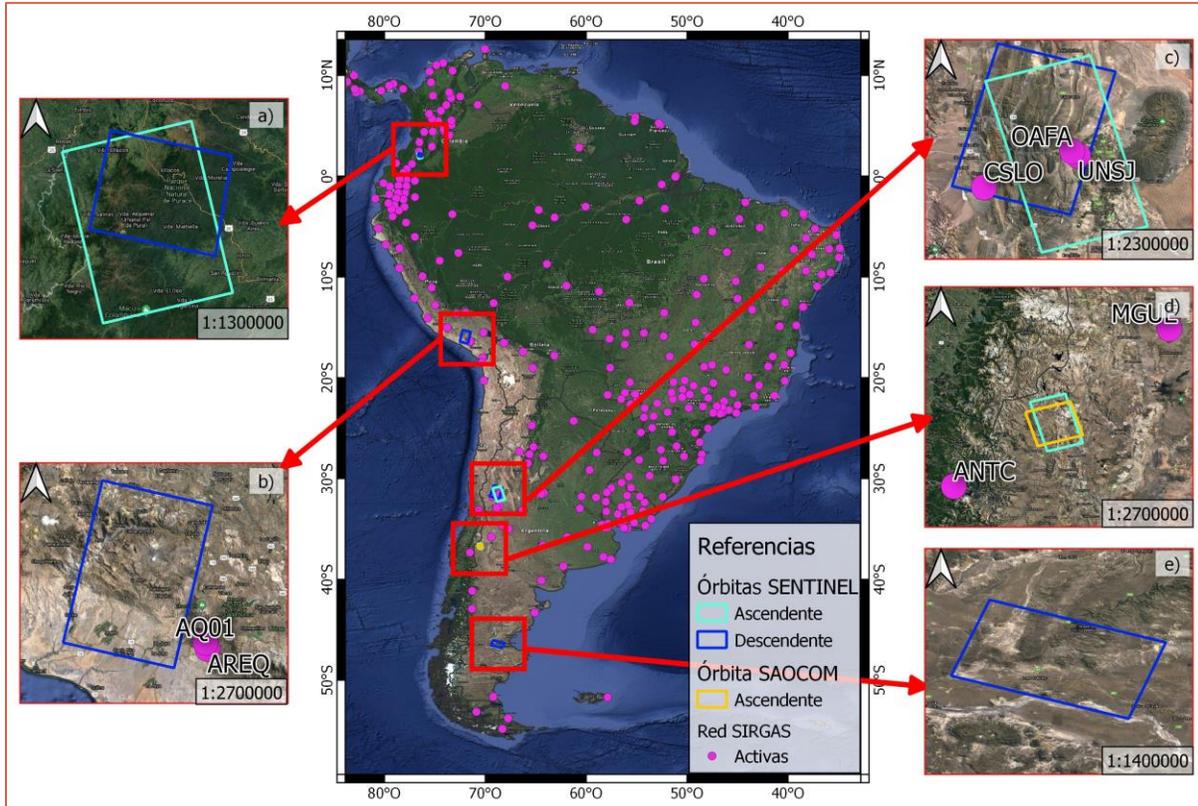


FIGURA 65: MAPA DE UBICACIÓN DE LAS ÁREA SELECCIONADAS. MAPA BASE: GOOGLE SATELLITE.

7.1.1 Volcán Sotará

El Volcán Sotará se encuentra ubicado en la zona sur del departamento de Cauca, Colombia. Se ubica en una zona tropical cuya topografía varía entre los 2000 y 4000 m. Los procesamientos DInSAR generados sobre este Volcán buscaron analizar y modelar las deformaciones que ha sufrido a partir del 2014, mediante el uso de las dos órbitas del satélite Sentinel-1A y B. Se utilizaron 138 imágenes ascendentes (Figura 66 - hora de adquisición 23:21 UTC) y 196 imágenes en órbita descendente (Figura 67 - hora de adquisición 10:51 UTC), cubriendo el período 2014-2020. A causa de la extensa vegetación que cubre la zona alrededor del cráter del volcán, los interferogramas mostraron baja coherencia, por lo cual la visualización de los efectos atmosféricos fue limitada.

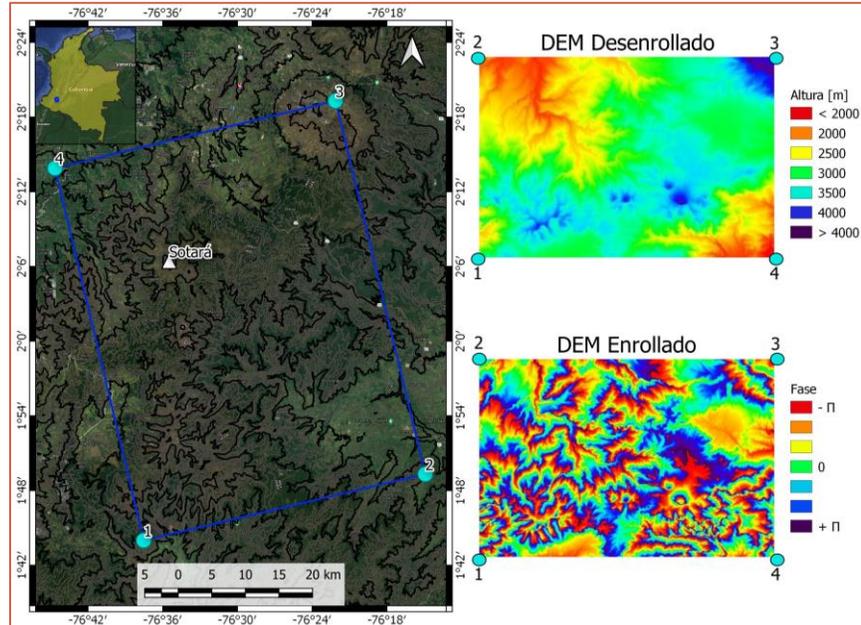


FIGURA 66. ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA ASCENDENTE. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

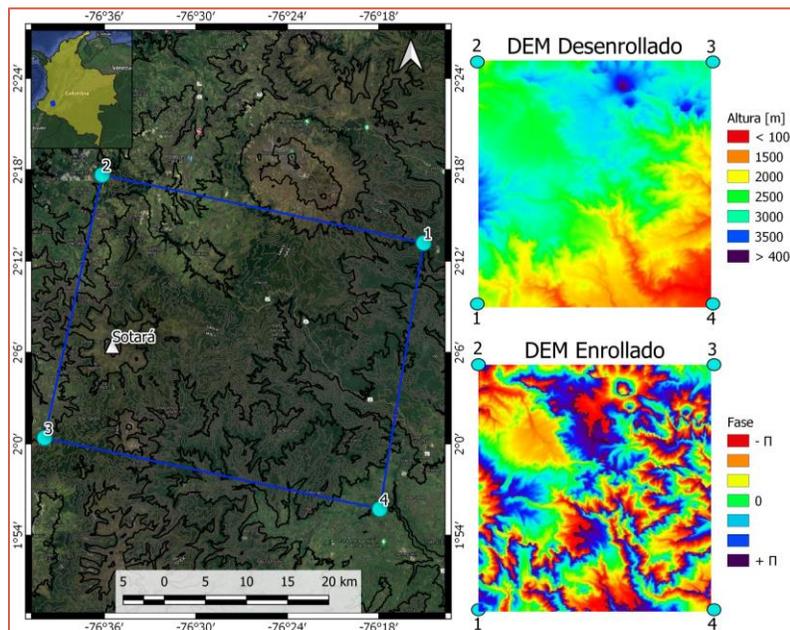


FIGURA 67: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA DESCENDENTE. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

7.1.2 Volcán Sabancaya

El Volcán Sabancaya se encuentran ubicado en la zona sur de Perú, a 70 km al noroeste de la ciudad de Arequipa. Se ubican en una zona árida de montaña cuya topografía varía entre los 3000 y 6000 m. El procesamiento DInSAR generado buscó analizar y modelar las deformaciones ocurridas en el volcán Sabancaya, mediante el uso del satélite Sentinel-1A y B (Boixart et al., 2020). Se utilizaron 79 imágenes en órbita descendente (Figura 68 - hora de adquisición 00:23 UTC) centradas en Sabancaya, cubriendo el período 2014-2019. Gracias a las condiciones de aridez de la zona, se pudieron generar 232 interferogramas.

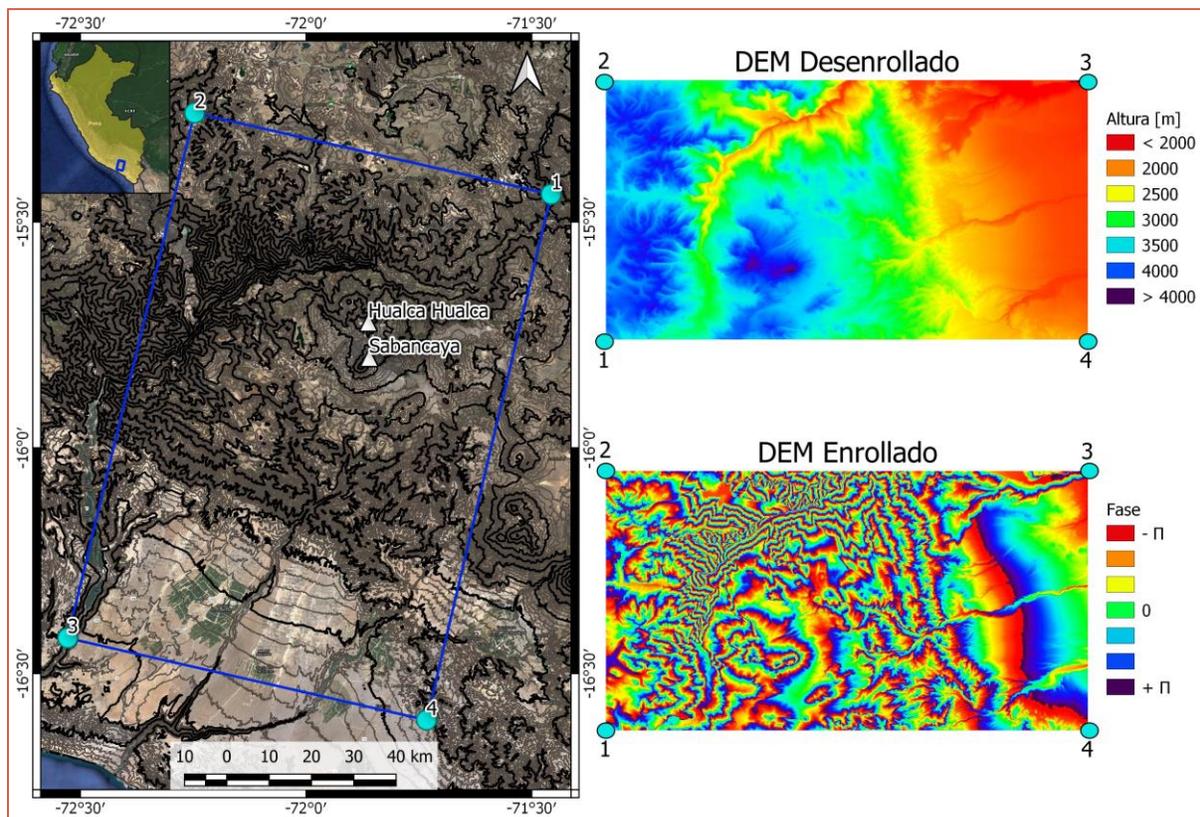


FIGURA 68: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA DESCENDENTE. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

7.1.3 San Juan

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. 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 esta zona 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 interferométrico se llevó a cabo mediante el uso de 65 imágenes Sentinel-1A y B en pasada ascendente (Figura 69 - 23 UTC) y 84 imágenes en pasada descendente (Figura 70 - 10 UTC), con el fin de estudiar deslizamientos generados en Precordillera entre el 2014 y 2018 (Acosta et al., 2021). Los interferogramas resultantes (256 descendente y 200 ascendente), con un tamaño de píxel aproximado de 150 m, mostraron alta coherencia, lo que permitió el estudio de las condiciones atmosféricas presentes en cada par. Dentro de la zona analizada se cuenta con dos estaciones GNSS (UNSJ y CSLO). Este procesamiento fue la base de los estudios atmosféricos de esta tesis, por lo que se cuenta con las series temporales generadas en base a interferogramas sin correcciones atmosféricas aplicadas.

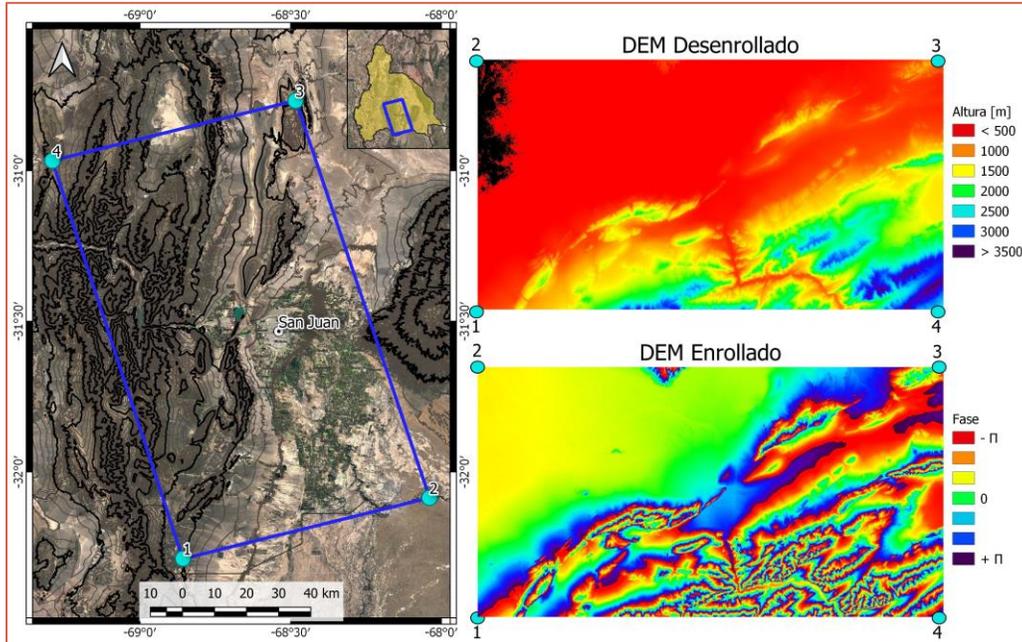


FIGURA 69: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA ASCENDENTE. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

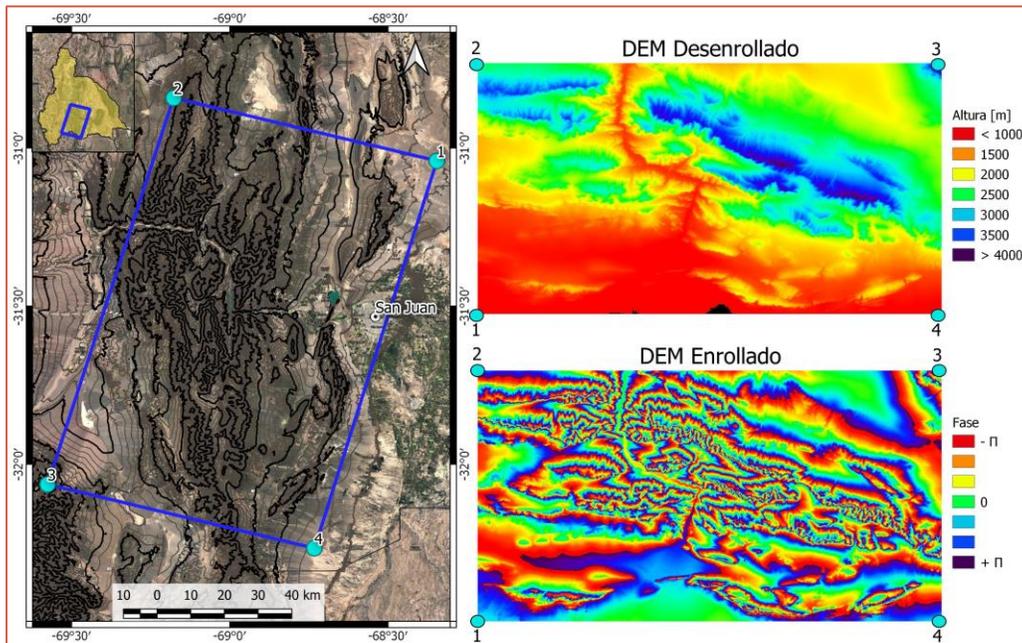


FIGURA 70: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA DESCENDENTE. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

7.1.4 Volcán Domuyo

El Volcán Domuyo se encuentra al norte de la provincia de Neuquén, Argentina, casi al límite con la provincia de Mendoza. Presenta alturas que van desde los 1500 a más de 4500 m y es una zona caracterizada como húmeda y fría. Esta área se procesó con el objetivo de monitorear dicho Volcán y de generar los primeros productos con el satélite argentino SAOCCOM-1A, mediante el uso de 7 imágenes SAR y la posterior generación de 18 pares interferométricos con un tamaño de píxel de 30 x 50 m, aproximadamente.

Si bien esta área presenta gran cobertura de nieve en épocas invernales, lo que generaría interferogramas con baja coherencia debido a la decorrelación temporal, la longitud de onda del sensor utilizado (banda L, $\lambda = 23$ cm) permite generar pares con una alta coherencia, con respecto a sensores con longitudes de onda menores (Roa et al., 2021). Esta zona también fue procesada con Sentinel-1, mediante el uso de 23 imágenes del mismo periodo, generando 71 interferogramas con un tamaño de píxel aproximadamente igual a los de SAOCOM. Esta área procesada no cuenta con estaciones GNSS SIRGAS y las más cercanas al volcán se encuentran en un radio de 140 km (ANTC y MGUE).

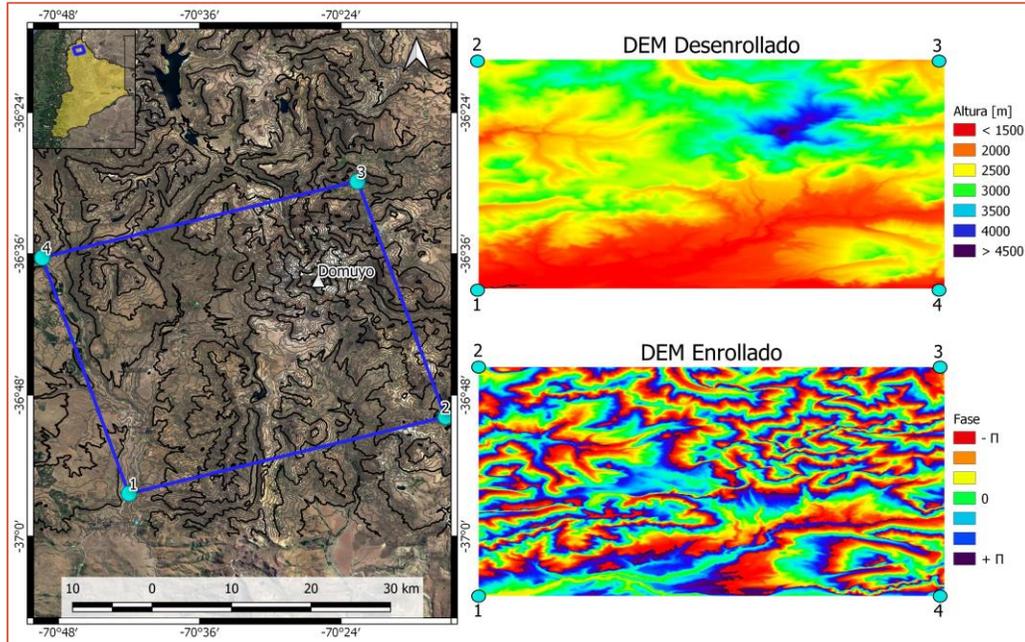


FIGURA 71: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA CON EL SATÉLITE SAOCOM. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

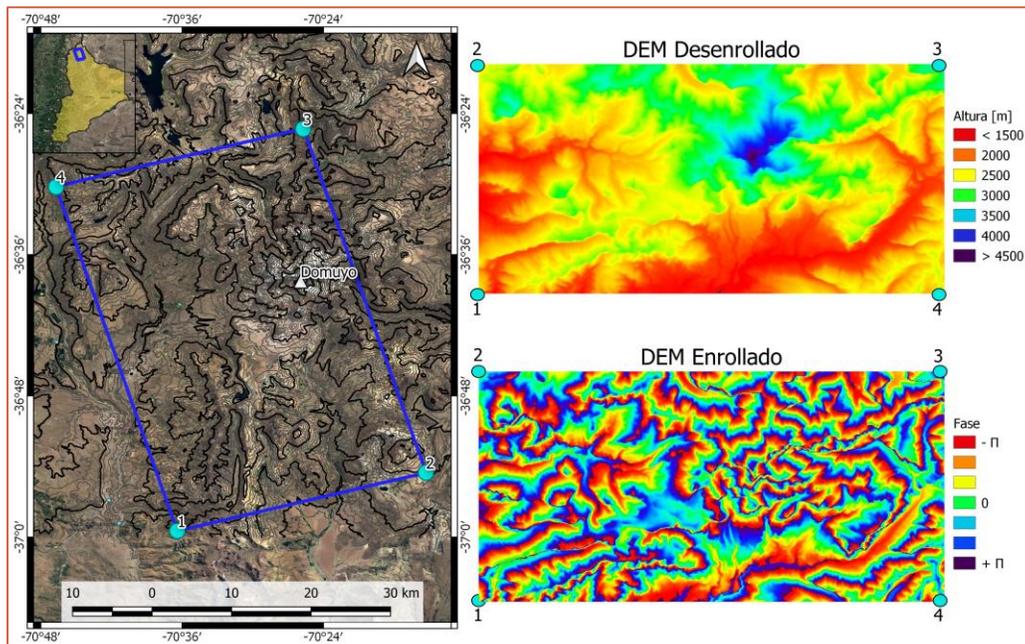


FIGURA 72: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA CON EL SATÉLITE SENTINEL. LOS DEMS ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

7.1.5 Cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia)

La cuenca del Golfo San Jorge se encuentra en la Patagonia Argentina, entre las provincias de Chubut y Santa Cruz. Se caracteriza por presentar un relieve amesetado, con alturas que van entre los 100 y 700 m. Esta región presenta clima seco y árido, lo que permite la generación de interferogramas con alta coherencia. El área procesada (denominada de aquí en más como “Patagonia”), se centra en la ciudad de Las Heras, en provincia de Santa Cruz (Figura 73). Esta zona se procesó mediante el uso de 63 imágenes Sentinel-1, en órbita descendente, para el periodo 2014-2018. Se generaron 188 interferogramas con un tamaño de píxel aproximado de 60 x 80 m, aproximadamente. El procesamiento se generó con el objetivo de estudiar deformaciones generadas en las áreas petroleras de la zona (Euillades et al., 2017).

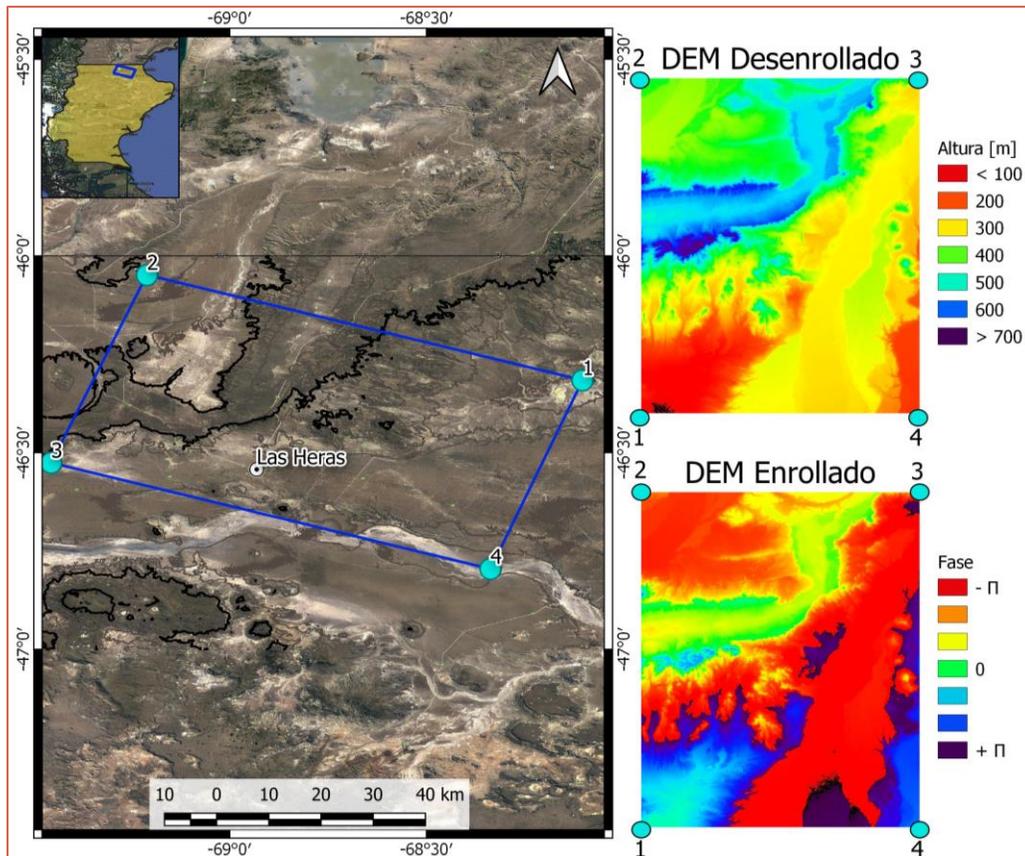


FIGURA 73: ÁREA DE ESTUDIO UTILIZADA EN ÓRBITA DESCENDENTE. LOS DEMs ENROLLADOS Y DESENROLLADOS SE OBSERVAN EN GEOMETRÍA SAR.

7.2 Uso del ZTD para el cálculo de correcciones atmosféricas en DInSAR

Las primeras pruebas atmosféricas realizadas se centraron en el área de San Juan, en su órbita descendente, ya que es una zona que permite la generación de interferogramas con alta coherencia (superior a 0.90), a causa de que las características áridas de la zona mantienen prácticamente invariable la cobertura del suelo a lo largo del año. Estas condiciones permitieron un estudio detallado de la influencia atmosférica en DInSAR y permitió elaborar las primeras pruebas sobre correcciones atmosféricas.

7.2.1 Utilizando la Red SIRGAS-CON

El objetivo de las pruebas realizadas se basó en utilizar los retardos troposféricos calculados en las estaciones SIRGAS (puntos discretos), para el cálculo de mapas de ZTD (productos continuos) mediante la interpolación ITD. El método de interpolación propuesto utiliza el ZTD de todas las estaciones que se encuentren dentro de un radio de 200 km de cada píxel. En el área seleccionada se pudieron localizar ocho estaciones: 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-CON a fines del año 2020. La Figura 74 permite observar la distribución de las estaciones GNSS en base al área de influencia (200 km) del procesamiento interferométrico realizado (polígono rojo). Siguiendo los pasos del método de interpolación de ITD propuesto, se generaron mapas de ZTD, píxel a píxel (resolución $\approx 150\text{m}$), para todas las fechas de las imágenes SAR que se pretendía procesar.

Los mapas de ZTD se determinaron para todas las fechas involucradas (Anexo I) y con ellos se pudo identificar mapas que presentaron inconsistencias, como los identificado en la Figura 75b, c y d (áreas negras), generadas a causa de que la interpolación no pudo converger a un valor de ZTD. Esto ocurrió en, aproximadamente, el 64% de las fechas.

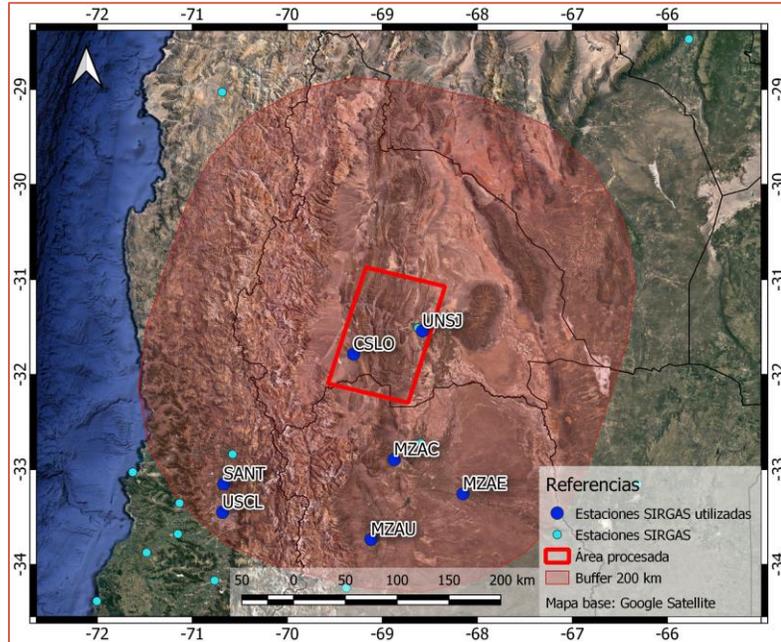


FIGURA 74: ÁREA DE ESTUDIO Y ESTACIONES SIRGAS SELECCIONADAS (BUFFER DE 200 KM)

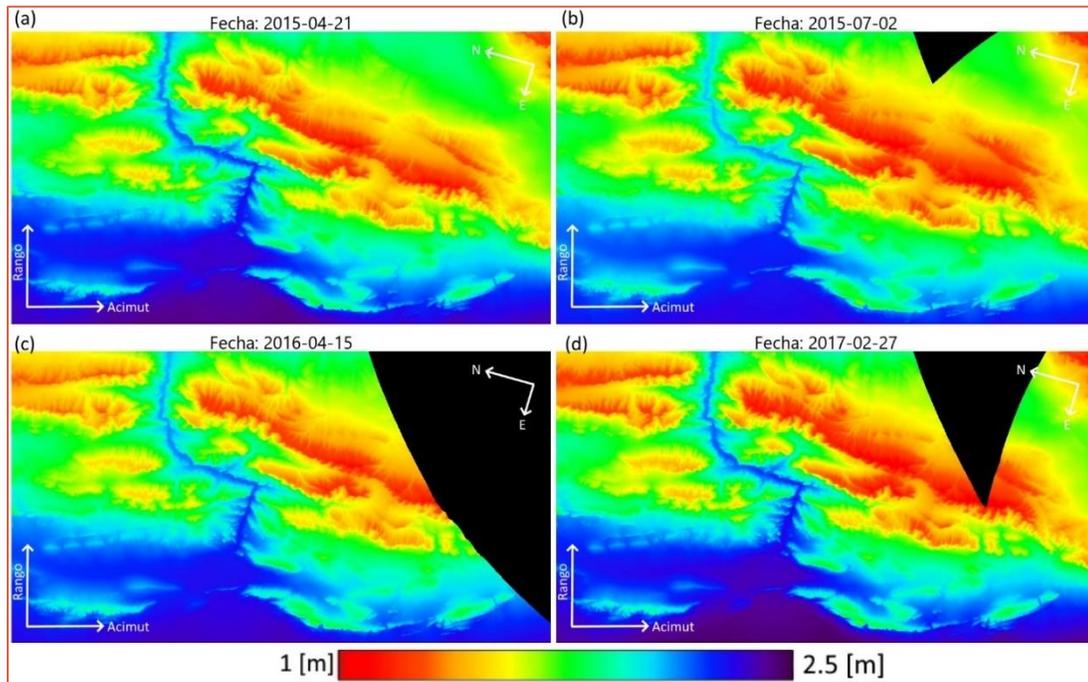


FIGURA 75: IMÁGENES DE ZTD GENERADOS CON PRODUCTOS TROPOSFÉRICOS DE SIRGAS. LAS ÁREAS NEGRAS NO CONTIENEN DATOS. FECHA EN FORMATO YYYY-MM-DD.

Descartando los mapas que presentaron zonas sin datos, se procedió a determinar la corrección atmosférica para los interferogramas. Esto se realizó mediante la resta de dos mapas de ZTD correspondiente a las fechas que conforman el par interferométrico, siguiendo el orden en que fue realizado el interferograma (fecha más nueva menos fecha más antigua). Una vez realizada la diferencia, esta debe modularse a 2π , ya que la corrección se aplica a interferogramas enrollados. Esto se debe a que el proceso siguiente, desenrollado de fase (capítulo 3.4.2), es computacionalmente costoso y se resuelve con menos errores si los interferogramas ya fueron corregidos (presentarán menos cambios de fase). De esta manera, se determinaron correcciones atmosféricas únicamente para aquellas fechas que contaron con mapas continuos de ZTD (Figura 76). En ellas, pueden observarse líneas de discontinuidad, similares a las presentadas en Figura 75.

A causa de este efecto observado, se determinó que el método de interpolación propuesto no es conveniente cuando cada píxel no está bajo la influencia de la misma cantidad de estaciones GNSS que su píxel vecino. Es decir, tomando un píxel A, que se encuentra bajo la influencia de cinco estaciones, y un píxel vecino, B, sólo de dos, el ZTD del píxel B se determinará con cantidad de estaciones, y por lo tanto de valores de ZTD, distintos a A. Estos son los casos en donde se generaron las discontinuidades observadas en las correcciones calculadas.

Para salvar este problema, se consideró que para el cálculo de ZTD se utilizarían todas las estaciones GNSS dentro de los 200 km alrededor del área de estudio en vez de alrededor de cada píxel. De esta manera, cada píxel se encontró bajo la influencia de la misma cantidad de estaciones con ZTD y como resultado, los mapas dejaron de presentar discontinuidades (Figura 77). Sin embargo, de las cinco áreas de aplicación seleccionada, San Juan presenta la mayor cantidad de estaciones SIRGAS a considerar. Mientras que en las demás regiones el número de estaciones disminuye, resultando en algunos casos, como en Domuyo, con sólo dos estaciones, lo que resulta crítico al momento de obtener mapas de ZTD mediante la interpolación ITD. Ante esto, se resolvió plantear un método alternativo para aquellas áreas a procesar que no cuenten con suficientes estaciones GNSS (Sección 7.2.3).

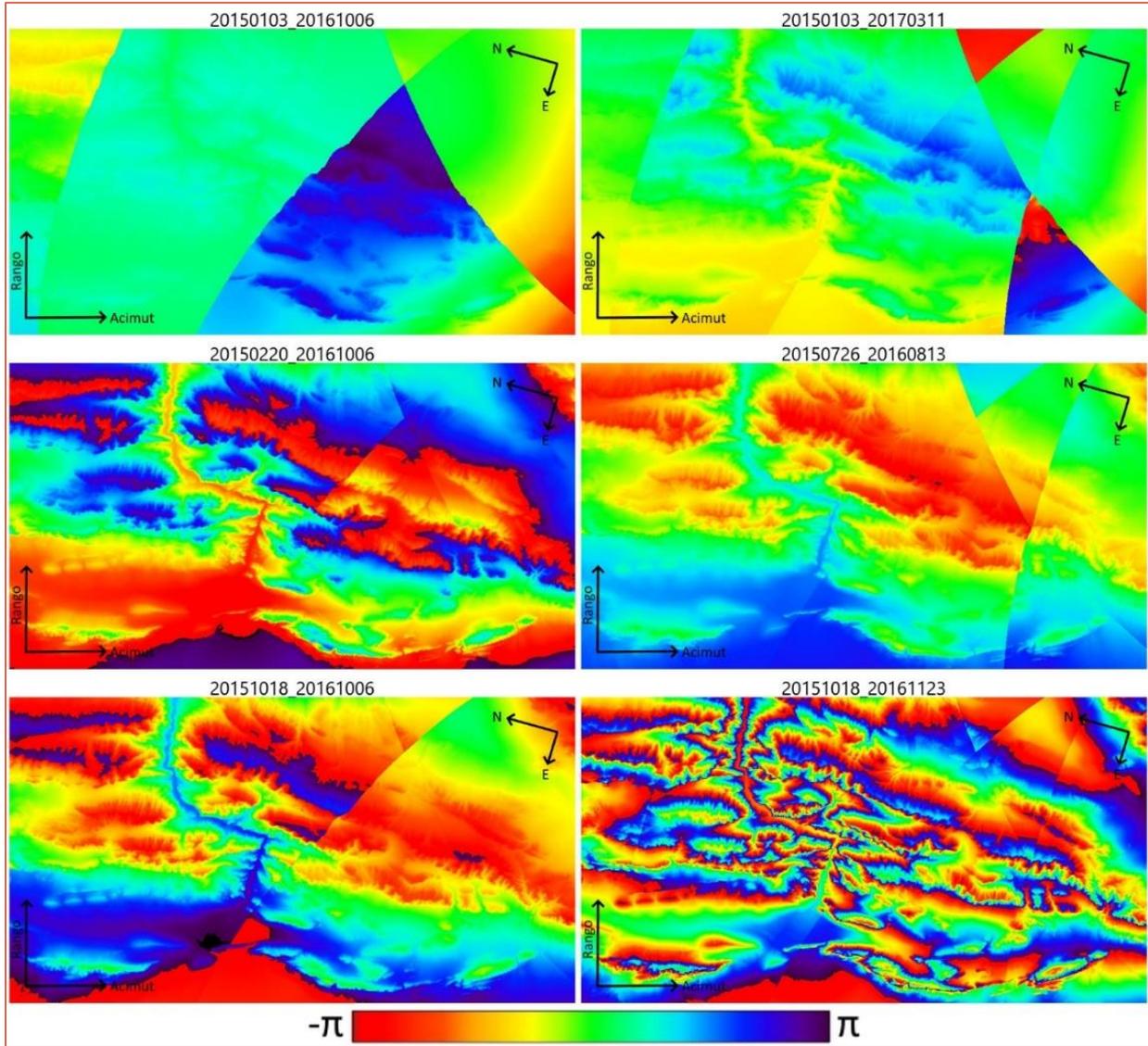


FIGURA 76: DIFERENCIAS DE ZTD ENROLLADAS, ENTRE DOS FECHAS, DONDE SE OBSERVAN LAS DISCONTINUIDADES GENERADAS POR EL USO DE DIFERENTE NÚMERO DE ESTACIONES EN CADA PÍXEL

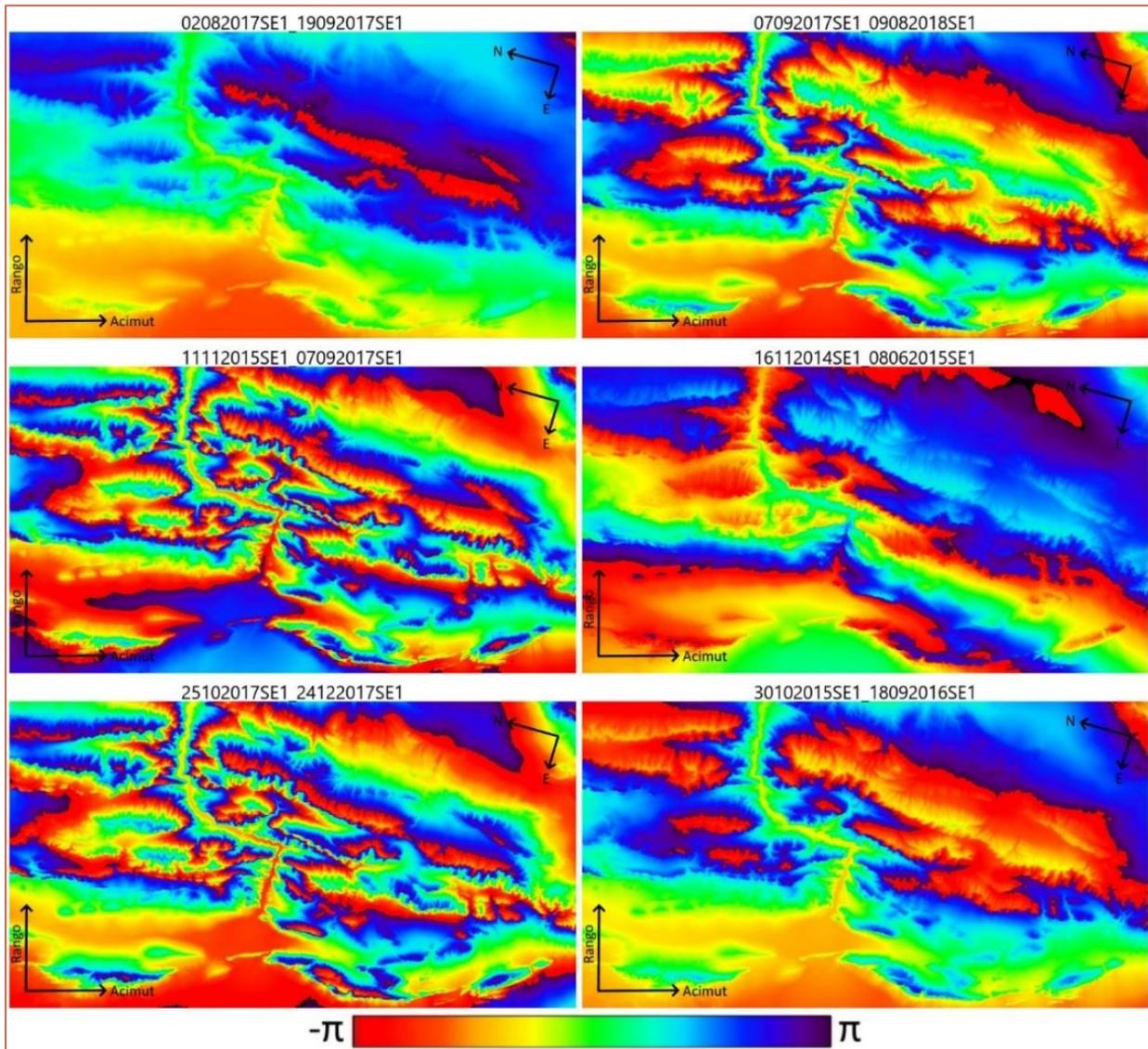


FIGURA 77: DIFERENCIAS DE ZTD ENROLLADAS, ENTRE DOS FECHAS, GENERADAS EN BASE A ZTD INTERPOLADO DESDE EL TOTAL DE LAS ESTACIONES SIRGAS DISPONIBLES

Considerando que, de las siete estaciones seleccionadas, sólo dos se encuentran dentro del área procesada y otras dos al Oeste de la Cordillera de los Antes, se recalcularon los mapas de ZTD a fin de compararlos con los generados con las siete estaciones previamente seleccionadas. Como el método de interpolación requiere al menos tres estaciones para converger a una solución, se utilizaron las estaciones CSLO, UNSJ y MZAC. De la totalidad de fechas, sólo se pudo determinar mapas de ZTD para 51 de ellas. De las comparaciones realizadas se resume que:

- El promedio de las diferencias píxel a píxel es de 0.03 cm
- Las desviaciones estándar son menores a 0.2 cm
 - 6 fechas presentan desviaciones estándar menores a 0.7 cm
- El valor máximo es de 0.54 cm y el mínimo de -4 cm
- Las diferencias se encuentran principalmente en la zona cordillerana

En la Figura 78 y Figura 79 se puede observar que las imágenes 1, 18, 14, 25, 37 y 38 presentan las máximas desviaciones estándar junto con los valores máximos y mínimos más grandes (en valor absoluto). Esto indica que son las fechas de mayor diferencia entre el uso de 7 y 3 estaciones. Si se considera que la diferencia se calculó restando el mapa de 7 estaciones con el de 3, las amplias variaciones negativas indican que los valores de ZTD calculadas con 3 estaciones fueron superiores.

Estos resultados muestran que el método de interpolación es sensible a la cantidad de estaciones y que estos pueden alterar los resultados finales. Por otro lado, a menor cantidad de estaciones, mayor probabilidad de que alguna fecha no pueda ser determinada. Por lo tanto, el radio de búsqueda de estaciones debe ser analizado para maximizar la cantidad de fechas calculadas y minimizar la influencia de estaciones pertenecientes a regiones climáticas distintas (como las estaciones chilenas USCL y SANT).

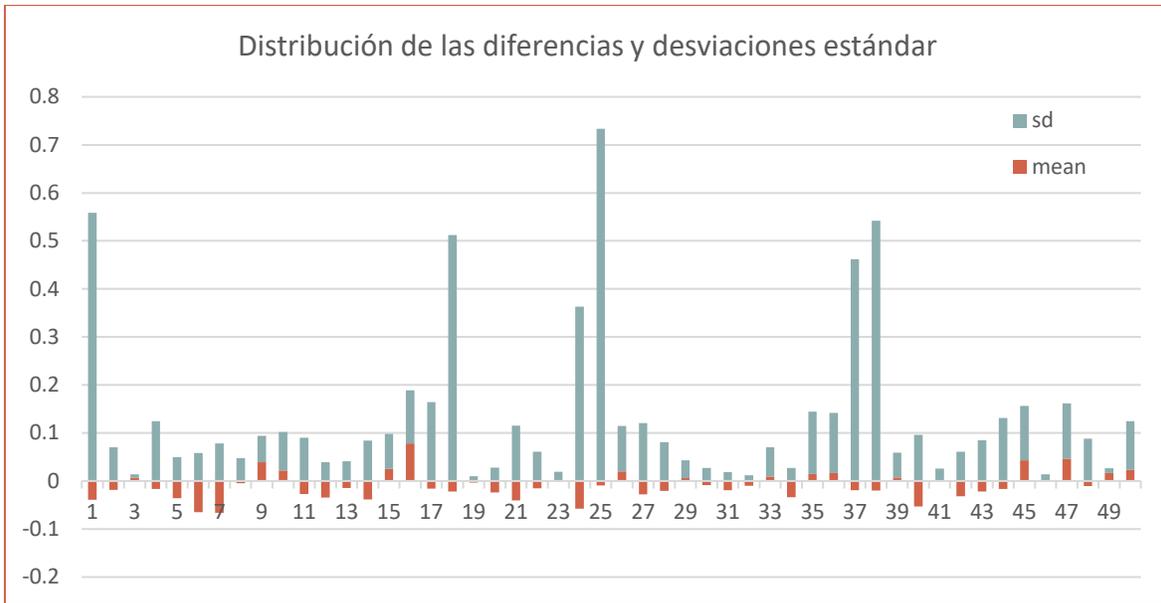


FIGURA 78: DIFERENCIAS MEDIAS (MEAN) Y DESVIACIONES ESTÁNDAR (SD) POR CADA FECHA ANALIZADA

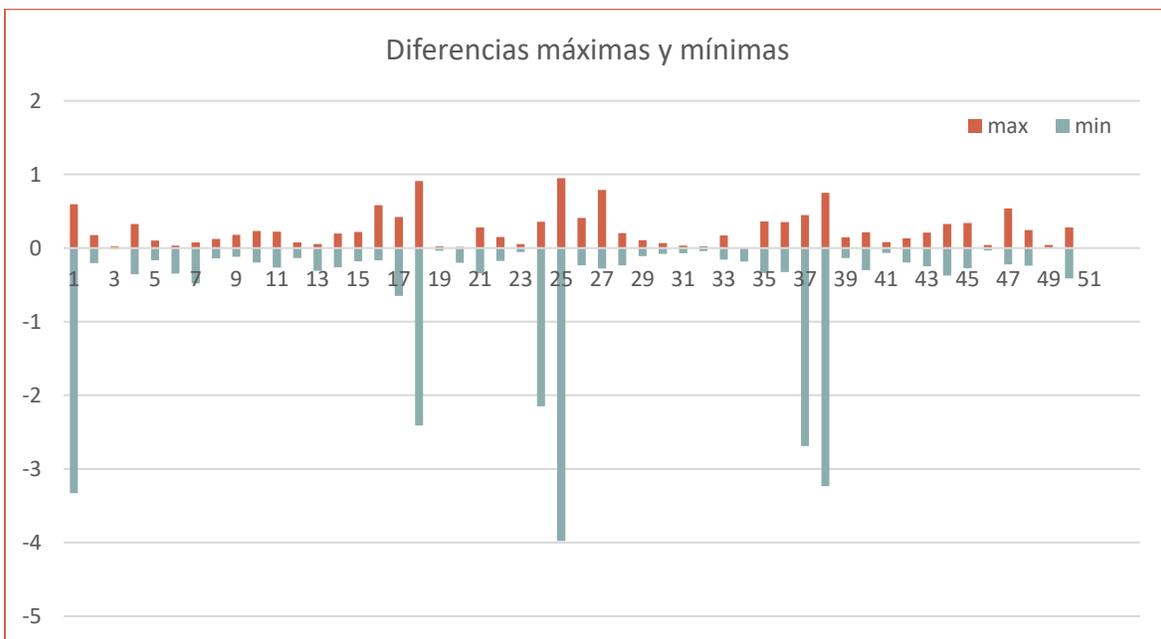


FIGURA 79: DIFERENCIAS MÁXIMAS (MAX) Y MÍNIMAS (MIN) DE LAS DIFERENCIAS CALCULADAS ENTRE LOS MAPAS DE ZTD

7.2.2 Consideraciones para la interpolación temporal

Se mencionó previamente que la variación media del ZTD puede llegar a los 2 cm en algunas regiones, sin embargo, estas variaciones no se analizaron en el contexto de una interpolación espacial. Es por ello que, en esta sección, se buscó analizar cómo varía una serie de ZTD si se realizan interpolaciones temporales. Para ello, se calcularon mapas de ZTD a las 10 y 11 UTC con datos de estaciones GNSS cercanas (UNSJ, CSLO y MZAC) y, por otro lado, se determinaron mapas a las 10:30 con valores de ZTD medios entre las 10 y 11 UTC. Para determinar cómo varió el ZTD interpolado, se calculó la media de las diferencias (y su desviación estándar) entre los mapas calculados a las 10 con respecto a las 10:30, y a las 10:30 con respecto a las 11 únicamente. Esto se pudo realizar únicamente para 16 fechas, ya que la cantidad de datos a las 11 es menor que a las 10. Los resultados muestran que en general las variaciones son menores al medio centímetro con desviaciones estándar menores al milímetro (Tabla 9).

TABLA 9: RESULTADOS DE INTERPOLACIONES TEMPORALES EN MAPAS DE ZTD

Fecha	Media (10 - 10:30) [cm]	SD (10 - 10:30) [cm]	Media (10:30 - 11) [cm]	SD (10:30 - 11) [cm]
10012016	0.268584	0.077081	0.268597	0.0770933
27022016	-0.00807358	0.0169825	-0.00807365	0.0169804
22032016	-0.102143	0.0103294	-0.102146	0.0103359
15042016	-0.139758	0.219349	-0.139733	0.219203
02062016	-0.0367531	0.0735598	-0.0367508	0.073532
13082016	0.16456	0.135491	0.164424	0.135439
18092016	-0.202082	0.0406498	-0.204482	0.043582
06102016	0.101798	0.0597727	0.102391	0.0595478
23112016	0.237365	0.0819523	0.237235	0.0819133
03022017	-0.0816744	0.0538472	-0.0817425	0.0539407
14082017	-0.0954906	0.053968	-0.0955123	0.0540362
26082017	-0.0449053	0.0335616	-0.044942	0.0336001
07092017	-0.128165	0.0158171	-0.128163	0.0158219
25102017	0.0315595	0.0563392	0.0315694	0.0563082
30032018	0.068476	0.094468	0.0684788	0.094504
26092018	-0.352625	0.0599051	-0.352635	0.059899

Los valores medios de las diferencias se encuentran dentro de la variación temporal del ZTD (6.8 mm con respecto a radiosondeos (Mackern et al., 2020)) y las desviaciones estándar del orden del milímetro indican que los valores medios son prácticamente constantes a lo largo de toda la imagen. Este sesgo no es relevante en interferometría ya que diferencias de fase son relativas y no absolutas. Por esta razón, se ha concluido que los mapas de ZTD pueden determinarse a la hora más cercana a su adquisición. Esta prueba se complementa con lo indicado en el Capítulo 5.2.4.4, en donde se observa a San Juan como una zona de baja variabilidad diaria de IWV (menor a 8.7 kg/m²). Sin embargo, se debe mencionar que estos resultados podrían diferir en áreas que presentan mayores variabilidades diarias.

7.2.3 Combinación SIRGAS + ERA5

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. Para ello se seleccionó el modelo de reanálisis ERA5 y se determinó valores de ZTD para cada nodo (sección 6.2), el cual se combinó con los datos de ZTD de las estaciones SIRGAS. Con este nuevo data set, formado por los valores de ZTD del modelo más los de las estaciones GNSS, se computaron mapas de ZTD para cada fecha. Sin embargo, al realizar la diferencia de ZTD y enrollarla, se puso en manifiesto un nuevo artefacto.

En la Figura 80 se observa que en las posiciones donde se encuentran las estaciones CSLO y UNSJ, se presentan pequeños cambios de fase, de carácter local, que incluso se asemejan a deformaciones causadas por terremotos (como en la Figura 19). Si se aplican estas correcciones a los interferogramas, se les estaría incorporando un artefacto de características similares a las de una deformación, que realmente no existe.

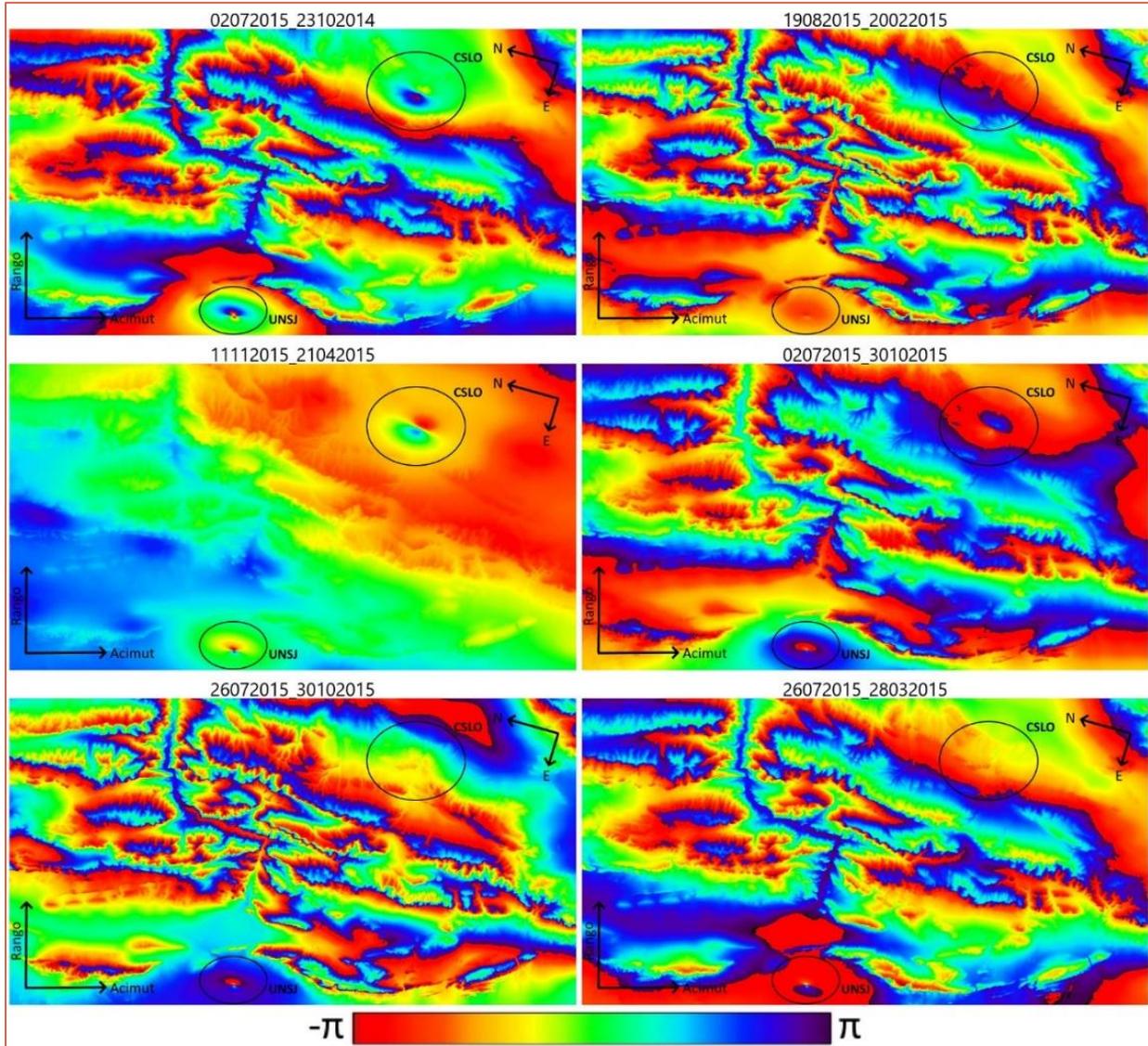


FIGURA 80: MAPAS DE VARIACIÓN DE ZTD ENROLLADO, ENTRE DOS FECHAS, UTILIZANDO DATOS DE MODELO ATMOSFÉRICO Y PRODUCTOS TROPOSFÉRICOS DE LA RED SIRGAS.

Para estudiar el origen de estos artefactos, se realizaron distintas pruebas utilizando como referencia las fechas 11-11-2015 y 21-04-2015 (Figura 81a), ya que permite observar claramente los artefactos generados.

- Ajuste de alturas: Se pudo observar en la Figura 81a que los nodos cercanos a las estaciones GNSS CSLO y UNSJ presentan diferencias de alturas de ± 100 m, por estar referidas a superficies distintas (en ERA5 geoides, en SIRGAS elipsoide). Por lo tanto, se ajustaron sólo las

alturas de las mencionadas estaciones a valores cercanos a los nodos del modelo más próximas a ellas. Los resultados obtenidos no permiten determinar que la inconsistencia en las alturas sea el causal de los artefactos observados (Figura 81b).

- **Ajuste en la configuración de la red de estaciones:** Se incorporaron al cálculo tres estaciones ficticias para determinar si los artefactos observados responden a la irregularidad de las grillas de datos. Los valores de ZTD brindados a esos puntos se determinaron mediante el método de interpolación IDW, con respecto a los nodos del modelo. Las alturas ingresaron al cálculo referidas al elipsoide (al igual que las estaciones SIRGAS), la cual se obtuvo mediante la suma de la altura geoidal (obtenida del DEM SRTM30) y la ondulación geoidal (Obtenida por medio de la calculadora geodésica del IGN¹³). Los resultados obtenidos (Figura 81c), si bien no muestran grandes cambios, la ubicación del punto P2 muestra el mismo efecto generado en UNSJ y en CSLO, aunque con menor intensidad. Esta prueba sugiere que los efectos observados se generan a causa de la cercanía entre dos puntos como lo son los casos de P2, CSLO y UNSJ, con uno de los nodos del modelo.
- **Ajuste de ZTD:** La última prueba buscó determinar si este efecto se genera no sólo por la cercanía entre dos puntos, sino por sus valores de ZTD distintos. Para ello, se modificaron los valores de ZTD de las estaciones GNSS para hacerlos similares al valor dado por el nodo más cercano, y las estaciones ficticias se modificaron para que sus valores sean distintos. Los resultados (Figura 81d) muestran la variación de ZTD (en metros) en los puntos entre las dos fechas y se observa que en la zona de la estación UNSJ ya no se presenta el artefacto, mientras que CSLO se lo observa más tenue. Por otro lado, en las estaciones ficticias, este efecto se presenta más claramente en P2 y P1, por presentar diferencias superiores a los 5 cm con respecto a los nodos más cercanos.

¹³ <https://www.ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Geoide-Ar16/calculadora> - Último acceso: 22/10/2021

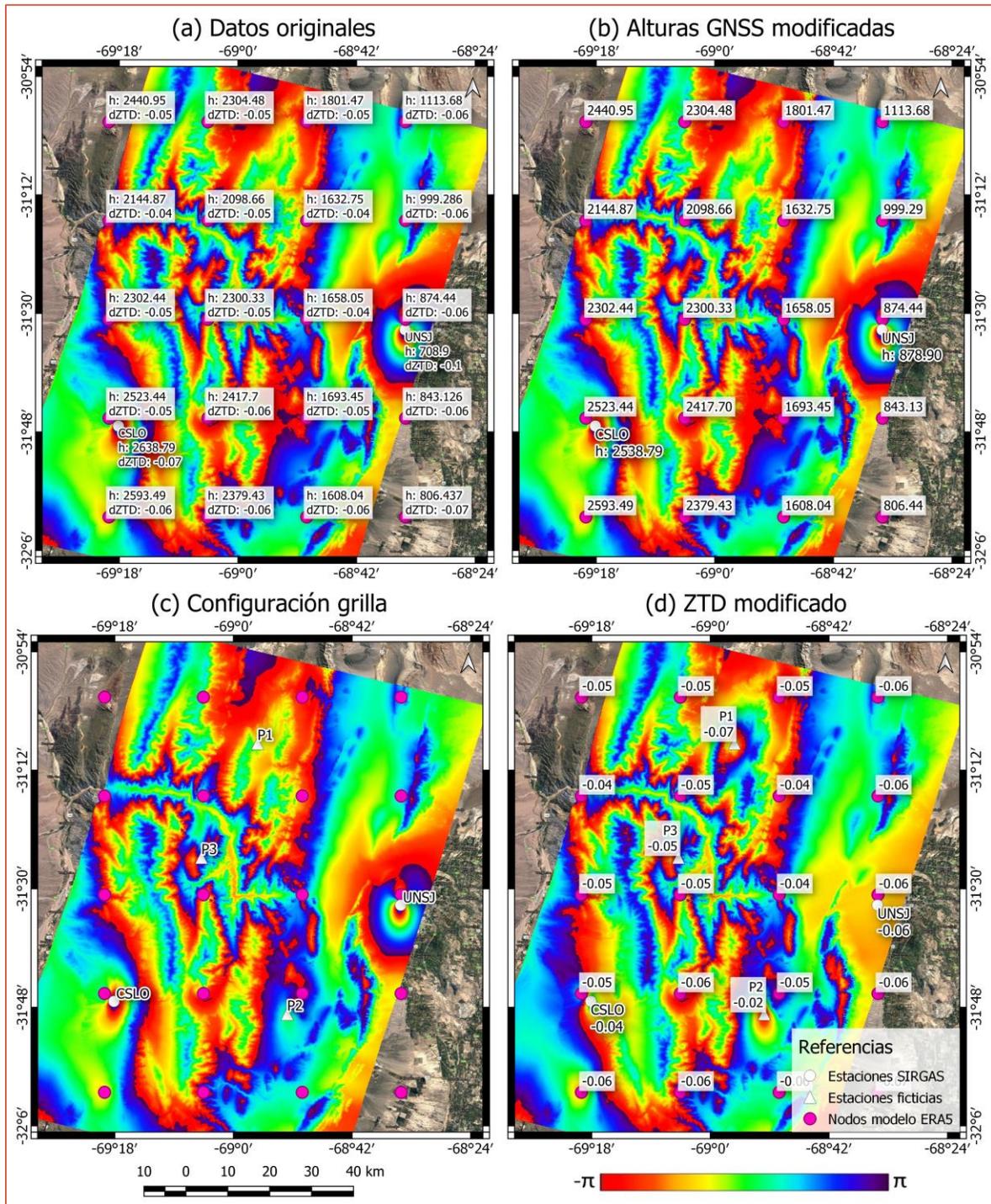


FIGURA 81: DISTRIBUCIÓN DE ESTACIONES SIRGAS, FICTICIAS Y NODOS DEL MODELO. LAS ALTURAS Y LAS VARIACIONES DE ZTD ESTÁN EXPRESADOS EN METROS

De estas pruebas se deduce entonces, que los artefactos visualizados al generar los mapas de ZTD con los datos de ERA5 en conjunto con los de SIRGAS se debe a dos condiciones: puntos cercanos y valores de ZTD distintos en el orden de 1 cm. Como soluciones propuestas a este problema, se podría mencionar la eliminación del nodo del modelo más cercano a la estación SIRGAS cuando estos se encuentren a una distancia menor a la mitad de la resolución del modelo. Esto se concluye ya que, en la Figura 81c, P1 no generó artefactos, coincidiendo con encontrarse a mitad de la grilla del modelo. Otra solución podría incluir la generación de los mapas de SIRGAS independientemente a los calculados con ERA5, y luego combinarlos. Para el desarrollo de esta tesis, se decidió realizar los mapas únicamente con los ZTD de los modelos atmosféricos y utilizar los valores troposféricos de las estaciones GNSS para validación.

7.2.4 Utilizando ERA5

Los mapas de ZTD determinados con ERA5 ya no presentaron los problemas del uso de una grilla irregular, y se pudo garantizar la continuidad de los datos. Sin embargo, fue necesaria una validación de los mapas calculados, la cual se llevó a cabo mediante los mapas del servicio GACOS y con los ZTD de las estaciones SIRGAS. Como la generación de los mapas de ZTD involucra únicamente datos geográficos de las áreas procesadas, los mapas de ZTD se determinaron para todas las áreas propuestas en la sección 7.1.

7.2.4.1 Validación de mapas de ZTD con GACOS

Para validar los mapas de ZTD, se utilizaron los productos troposféricos del servicio GACOS. El análisis incluye la comparación directa entre el ZTD_{ERA5} con ZTD_{GACOS} , para cada fecha involucrada en el procesamiento, mediante el cálculo del promedio de las diferencias y su desviación estándar (SD). Un resumen de los datos se presenta en la Tabla 10, donde se observan diferencias medias menores a 2 cm (La máxima diferencia se encuentra en San Juan, órbita ascendente) con desviaciones estándar que superan ligeramente el centímetro.

De la Figura 82 a la Figura 89 se muestran ejemplos de las diferencias entre ZTD, en donde se puede apreciar cómo se asemejan a la topografía de cada zona de estudio (Las imágenes en mejor resolución se encuentran en el Anexo II). Para determinar si lo observado tiene dependencia con el relieve, se calculó el gráfico de dispersión entre las diferencias y la altura junto al coeficiente de correlación (Corr) y el modelo lineal que mejor ajusta a la dispersión. Adicionalmente, se realizó un

gráfico de distribución de las diferencias, que permite detectar la presencia de una separación constante (sesgo) entre los dos modelos utilizados. La Tabla 11 resume los valores de cada ejemplo.

TABLA 10: RESUMEN DE COMPARACIONES ENTRE ZTD_{GACOS} Y ZTD_{ERA5}.

Sitio	Sensor	Órbita	Núm. Fechas	Hora (UTC)	GACOS - ERA5	
					Mean [cm]	SD [cm]
Sotará	SE1	Des	196	10:51	-0.031	0.627
		Asc	138	23:21	-0.378	0.743
Sabancaya	SE1	Des	79	00:23	-0.573	1.038
San Juan	SE1	Des	84	09:55	-1.066	0.846
		Asc	65	23:19	1.966	1.205
Domuyo	SAO	Asc	7	11:29	-1.151	0.673
	SE1	Asc	23	23:27	-1.098	0.427
Patagonia	SE1	Des	63	09:34	-0.802	0.352

TABLA 11: RESUMEN DE LAS DIFERENCIAS PARA LOS EJEMPLOS MOSTRADOS EN LA FIGURA 82 A LA FIGURA 89

Sitio	Órbita	Imagen	Corr	Media [cm]	Sitio	Órbita	Imagen	Corr	Media [cm]
Sotará	ASC	a	0,03	-1,04	San Juan	ASC	a	0,25	-0,27
		b	0,23	0,28			b	-0,57	-0,98
		c	0	0,31			c	0,21	-1,69
Sotará	DES	a	0,16	0,26	San Juan	DES	a	0,46	-0,71
		b	0,55	0,55			b	-0,51	0,62
		c	-0,11	-0,38			c	0,1	-1,53
Sabancaya	DES	a	0	-0,52	Domuyo	SAO	a	-0,46	-2,33
		b	-0,33	-0,11			b	-0,49	-1,11
		c	0,04	-0,4			c	0,32	-0,31
Patagonia	DES	a	-0,71	-0,15	Domuyo	SE1	a	-0,62	-2,01
		b	-0,47	-0,08			b	0,42	-1,37
		c	-0,71	-1,58			c	-0,48	-0,96

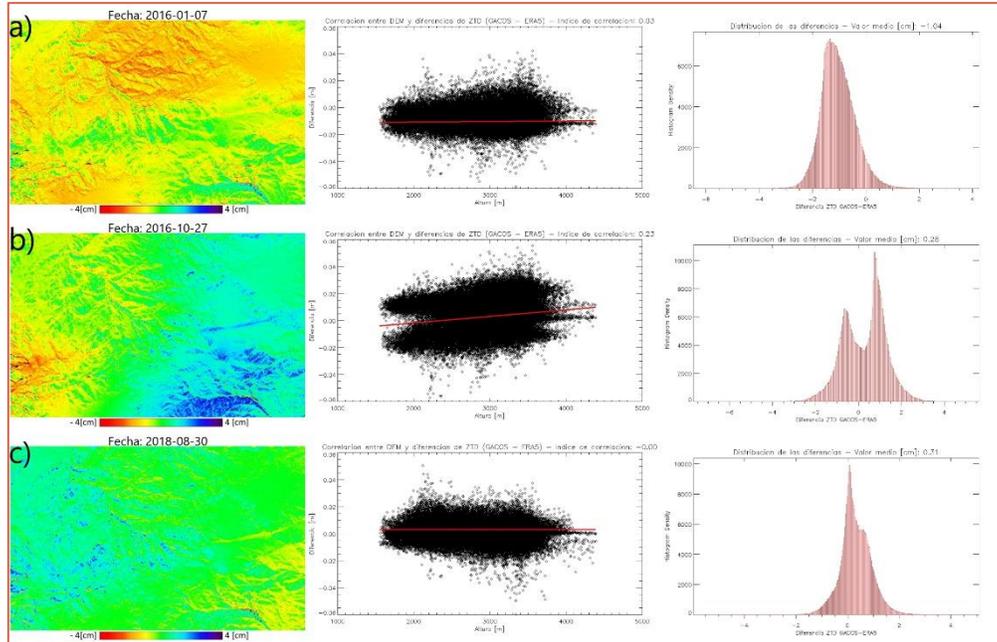


FIGURA 82: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS} - ZTD_{ERAS}$. VOLCÁN SOTARA, ÓRBITA ASCENDENTE.

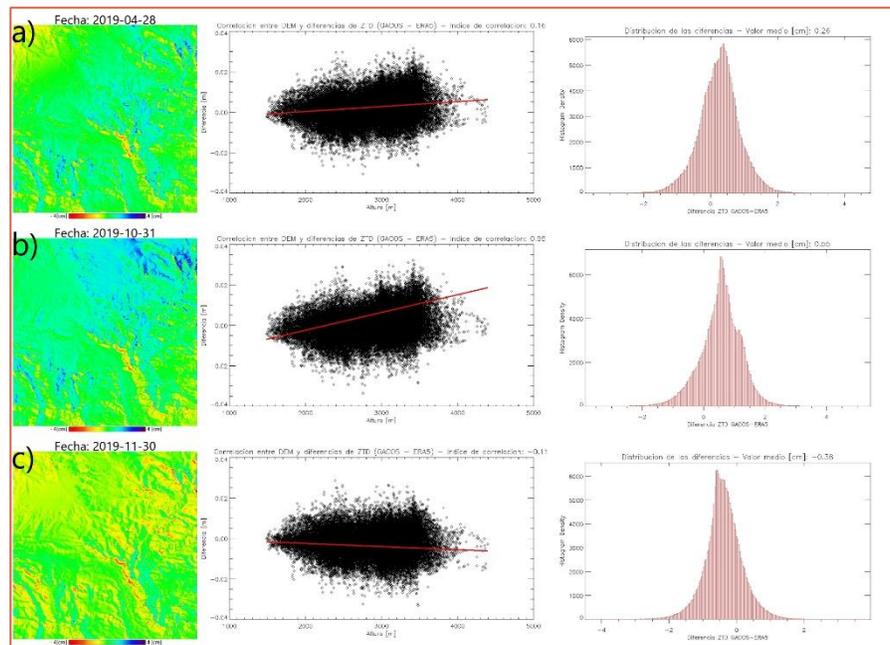


FIGURA 83: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS} - ZTD_{ERAS}$. VOLCÁN SOTARA, ÓRBITA DESCENDENTE.

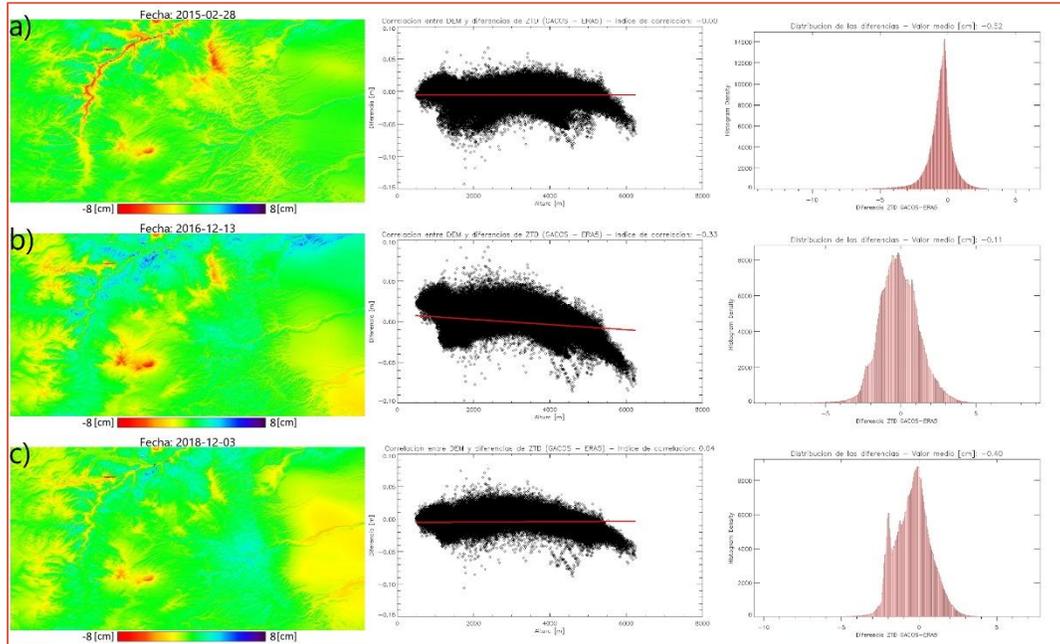


FIGURA 84: DIFERENCIAS D $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. VOLCÁN SABANCAYA Y CAÑON DEL COLCA. ÓRBITA DESCENDENTE.

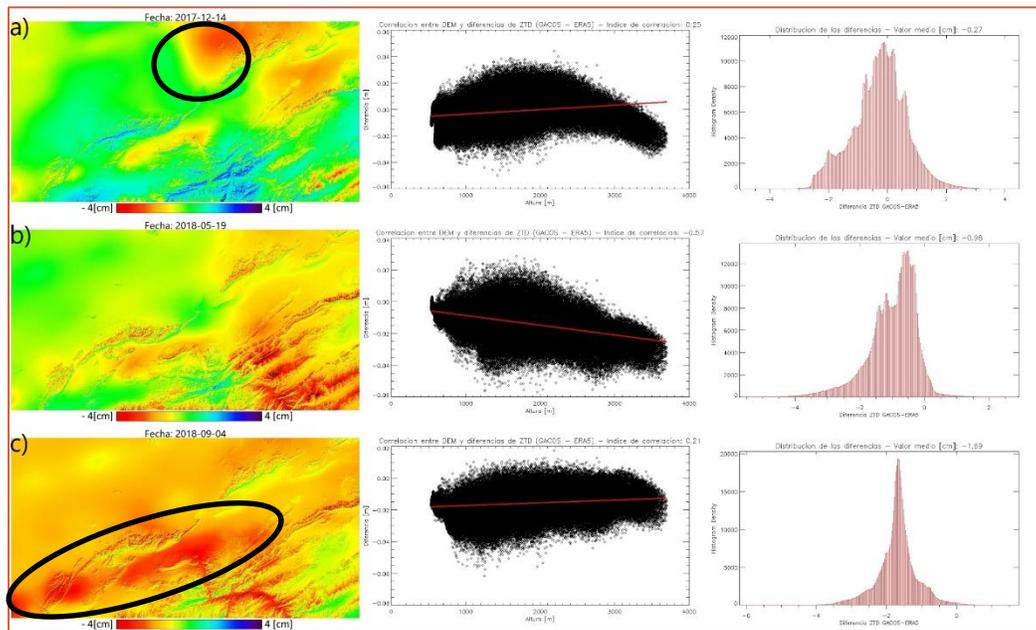


FIGURA 85: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$ SAN JUAN. ÓRBITA ASCENDENTE. LAS ÁREAS INDICADAS EN CÍRCULOS NEGROS SEÑALAN ARTEFACTOS GENERADOS POR EL PROPIO MÉTODO DE INTERPOLACIÓN UTILIZADO.

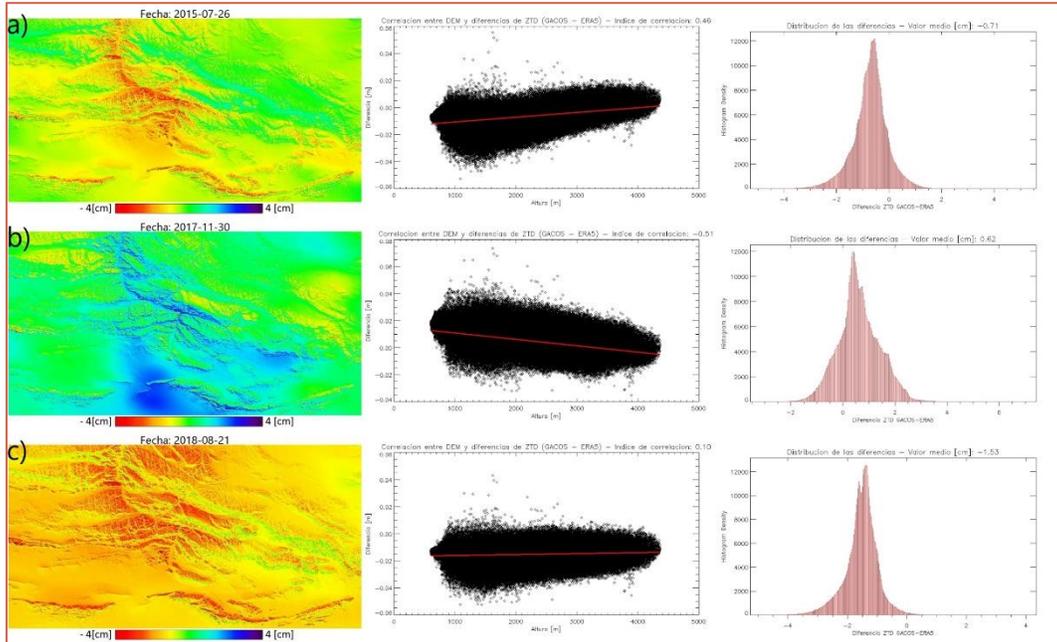


FIGURA 86: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS} - ZTD_{ERAS}$ SAN JUAN. ÓRBITA DESCENDENTE.

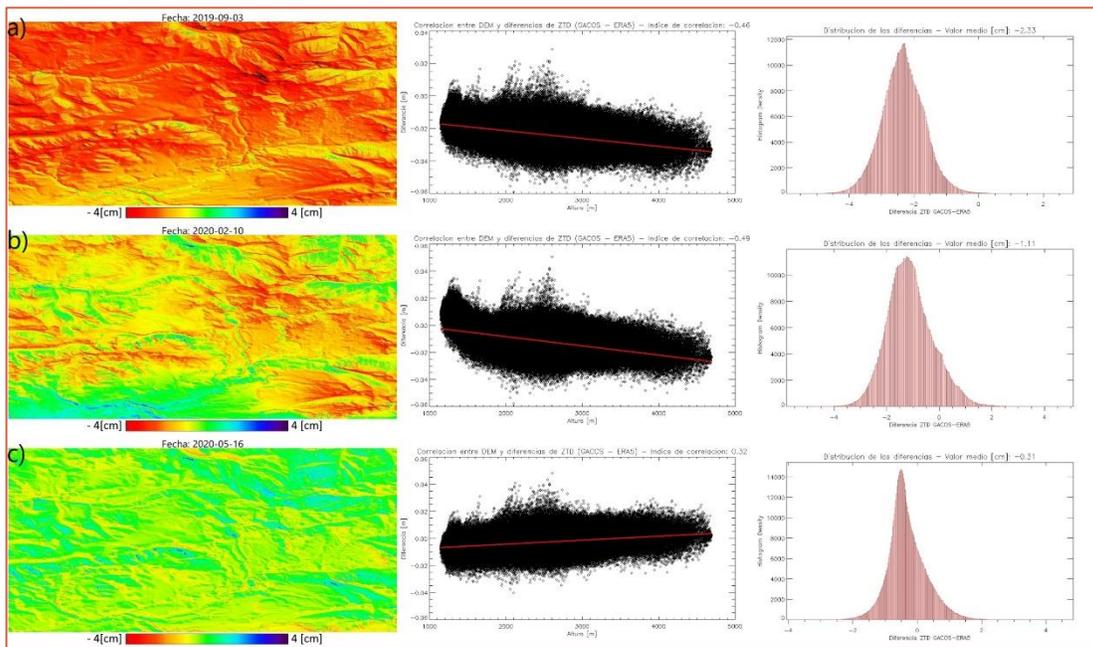


FIGURA 87: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS} - ZTD_{ERAS}$ PARA VOLCÁN DOMUYO. SENSOR: SAOCOM 1A.

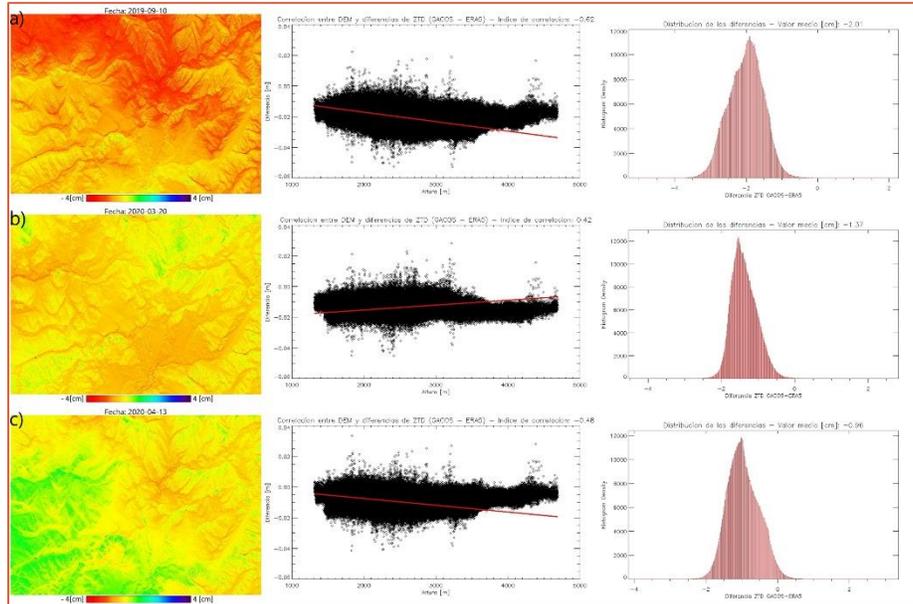


FIGURA 88: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$ PARA VOLCÁN DOMUYO. SENSOR: SENTINEL 1A

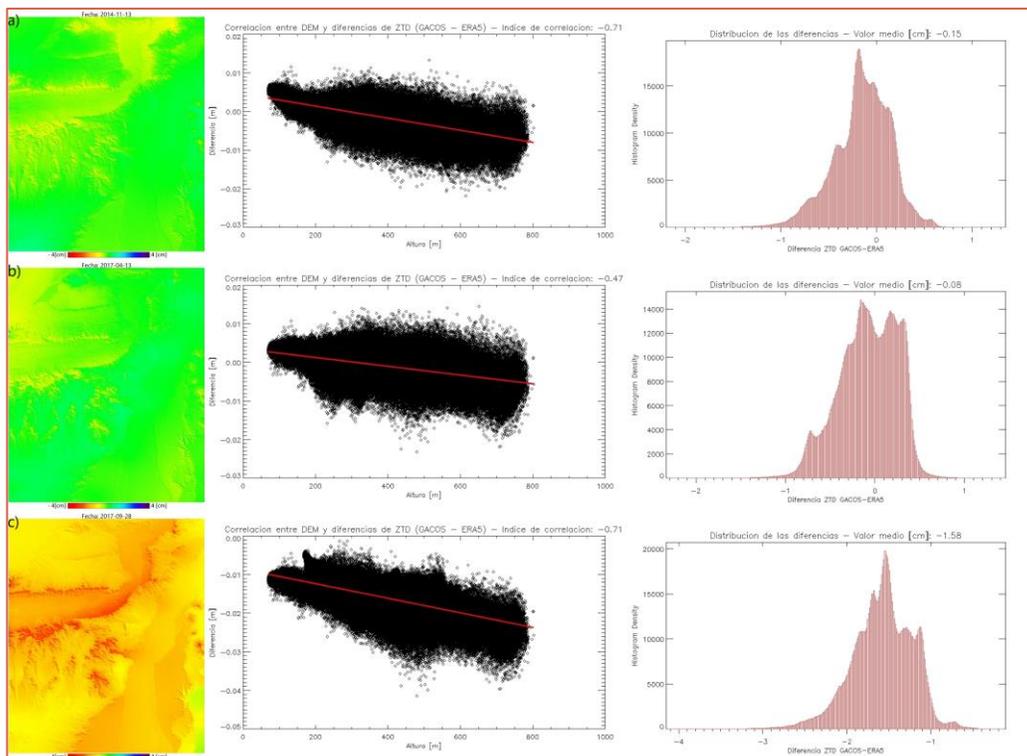


FIGURA 89: DIFERENCIAS $ZTD_{GACOS}-ZTD_{ERA5}$. ZONA PATAGÓNICA.

De los ejemplos mostrados, se podría inferir, visualmente y en primera instancia, que las diferencias se ajustan a la topografía del lugar. Sin embargo, si se analizan los coeficientes de correlación y los gráficos de dispersión, las diferencias entre los modelos no parecerían tener relación con las alturas. Cuando el coeficiente de correlación es superior a 0.6, la estadística sugiere que existe una relación directa entre las variables analizadas y para valores menores a -0.6, la relación sigue existiendo, pero a la inversa. Para estos ejemplos, se observa que sólo la Figura 83a y c, y Figura 87a y b, presenta relación con la altura, en base a sus coeficientes de correlación.

Por otro lado, en la Figura 85, los gráficos de dispersión parecen seguir dos direcciones: hasta los ≈ 3500 m la relación es directa, mientras que a partir de los ≈ 3500 m la relación se vuelve inversa. Esto podría indicar que existe una relación con la topografía, pero que no está representada por el coeficiente de correlación ni por el modelo lineal de ajuste. En los demás casos, la correlación es muy baja, lo que no indicaría relación con la topografía. Analizando la totalidad de coeficientes de correlación, por procesamiento, los porcentajes de interferogramas que se encuentran correlacionados con la altura son:

- Domuyo (SAO): 14%
- Domuyo (SE1): 30%
- Patagonia: 43%
- Sabancaya: 5%
- San Juan (ASC): 9%
- San Juan (DES): 1%
- Sotará (ASC): 11%
- Sotará (DES): 5%

Otro de los efectos observados en los mapas de las diferencias, se basa en efectos generados por el mismo método de interpolación ITD, el cual se basa en la inversa de la distancia al cuadrado. Esto indica que cuanto más alejando se encuentra un píxel del nodo del modelo, menor será su peso en el cálculo del valor interpolado. Por lo tanto, si en la grilla del modelo hay un nodo cuyo valor de ZTD es significativamente distinto a los valores de los nodos circundantes, se observará un artefacto propio de la interpolación, como se observa en la Figura 85. Este efecto es propio de la interpolación realizada y, por lo tanto, su presencia en los mapas disminuye el coeficiente de correlación.

Si se observan las distribuciones de las diferencias se presentan con una forma gaussiana sesgada entre -1 y -2 cm, lo que indica una diferencia casi constante entre los dos modelos, pero que no es sistemática en todas las fechas, ya que los valores medios son menores al centímetro. El sesgo negativo presente indicaría que los mapas de ERA5 presentan valores de ZTD más altos que los mapas de GACOS (Exceptuando el caso de San Juan ascendente, donde el sesgo es positivo). Para

entender este efecto, se vuelve a lo analizado en el Capítulo 6.2.1, donde se comprobó que existen diferencias del orden de los ± 1000 m (Figura 54) entre las referencias de altura, principalmente en la zona cordillerana, donde se ubican la mayoría de las zonas seleccionadas. Si se tiene en cuenta que el IWV varía con la altura (a mayor altura, menor contenido de IWV - Capítulo 5.2.2), y, como el ZTD depende del IWV, el uso de una superficie de referencia más baja que el DEM SRTM30, genera valores de ZTD mayores.

Por otro lado, si bien se mencionó que se realiza un ajuste al DEM SRTM30 dentro de la interpolación ITD (Eq. 49), éste puede no ser adecuado para la determinación del ZTD. Sin embargo, los mapas de GACOS también se determinan utilizando el DEM SRTM30, pero Yu et al., (2018) no especifica la superficie de referencia utilizada para la determinación de las variables atmosféricas. El modelo atmosférico utilizado por GACOS es el HRES-ECMWF (ECMWF, 2016a) al cual no se tuvo libre acceso para el desarrollo de esta tesis. Por lo tanto, no se puede determinar fehacientemente si la diferencia observada se fundamenta en las superficies de referencia de las alturas aplicadas en la determinación del ZTD o en las características específicas de los modelos utilizados (ERA5 y HRES-ECMWF). Por otro lado, como se mencionó en el Capítulo 7.2.2 y como también se observó en la Figura 59, estas variaciones son prácticamente constantes y no afectan a la fase relativa de un interferograma.

Si bien los mapas de GACOS han sido validados en trabajos antecedentes (Yu et al., 2017; Yu et al., 2018), 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, es necesario 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 (Capítulo 7.2.4.2).

7.2.4.2 Validación de mapas de ZTD con SIRGAS

Como se mencionó previamente, las estaciones SIRGAS no son suficientes para la generación de mapas de ZTD para ser aplicados como soluciones atmosféricas en interferometría a causa de la falta de datos y su distribución espacial. No obstante, los productos troposféricos obtenidos desde GNSS permiten la validación de las correcciones atmosféricas calculadas por los modelos mencionados. Para este análisis se seleccionó el área de San Juan, por ser la única que cuenta con estaciones SIRGAS dentro del área de estudio.

La validación se realizó en las estaciones UNSJ y CSLO a las 10 UTC (órbita DES) y en UNSJ a las 23 UTC (órbita ASC), para las fechas involucradas en ambos procesamientos. Para realizar la validación, 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 12.

TABLA 12: RESUMEN DE LAS DIFERENCIAS ENTRE GACOS Y ERA5 CON RESPECTO A SIRGAS

Estación	UNSJ				CSLO	
	23 UTC		10 UTC		10 UTC	
	Media [cm]	SD [cm]	Media [cm]	SD [cm]	Media [cm]	SD [cm]
GACOS - SIR	-0.54	1.68	0.12	1.32	0.53	0.77
ERA5 - SIR	-0.03	1.56	-0.51	1.56	-0.22	0.83

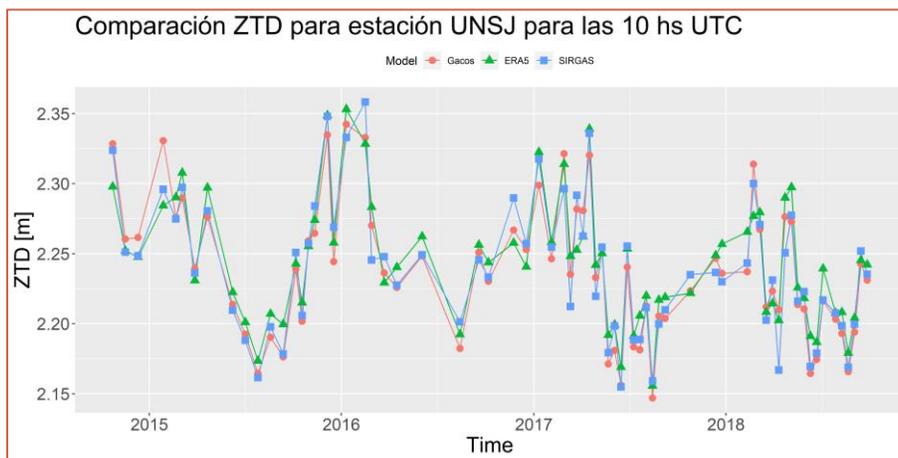


FIGURA 90: COMPARACIÓN ENTRE LOS ZTD DE GACOS, ERA5 Y SIRGAS, PARA LA ESTACIÓN UNSJ.



FIGURA 91: COMPARACIÓN ENTRE LOS ZTD DE GACOS, ERA5 Y SIRGAS, PARA LA ESTACIÓN CSLO.

Por otro lado, la comparación en UNSJ para las 23 UTC fue posible realizarla sólo para 17 de 65 fechas, a causa de la falta de datos de la estación para la hora indicada. La media de las diferencias de ZTD_{GACOS} con respecto a ZTD_{SIR} fue de -0.54 cm con una desviación estándar de 1.68 cm, y para ZTD_{ERA5} , una media de -0.03 cm con una desviación estándar de 1.56 cm (Figura 92).



FIGURA 92: DIFERENCIAS ENTRE LOS ZTD DE GACOS Y ERA5, CON RESPECTO A SIRGAS, PARA LA ESTACIÓN CSLO.

En las tres comparaciones realizadas se observan diferencias similares, inferiores al centímetro en ambos modelos (con respecto a los ZTD_{SIR}) y se determina que los dos modelos responden muy bien a la variabilidad temporal del ZTD (Mackern et al., 2020). 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, lo cual se demostrará en el Capítulo 7.3.

7.3 Correcciones atmosféricas en DInSAR

Ya que se pudo determinar que los mapas de ZTD calculados con ERA5 poseen diferencias medias y desviaciones estándar del orden de 1 cm, desde su comparación con métodos ya validados, se buscó determinar si las interpolaciones realizadas son factibles de ser utilizadas como correcciones atmosféricas en DInSAR. La evaluación de las correcciones se basó en métodos visuales, basados en determinar la disminución de franjas interferométricas (cambios de colores de acuerdo con la escala elegida) y que la imagen resultante presente colores cercanos al cero. Esto se debe a que, si nada cambió entre dos pasadas del satélite por una misma área, la diferencia de las dos imágenes debería dar un interferograma nulo.

7.3.1 Correcciones aplicadas en Interferogramas

Las correcciones atmosféricas calculadas se aplicaron a los siguientes procesamientos: Sabancaya (DES), Domuyo (SAO), San Juan (ASC y DES) y Patagonia. El criterio de selección de las áreas se basó en su coherencia, ya que a mejor coherencia en los pares, se podrá tener una mejor visualización entre los interferogramas con y sin corrección. Es importante mencionar que, ante un procesamiento destinado a un fin particular, las correcciones atmosféricas se aplican más allá de la coherencia de los interferogramas.

Los interferogramas corregidos mostraron mejoras referidas principalmente a la disminución de franjas interferométricas a causa de la estratificación. Por otro lado, aquellos pares que contaban mayoritariamente con la componente turbulenta no tuvieron mejoras significativas ya que el método de interpolación no logró modelar esta componente en su totalidad. Desde las Figura 93 a Figura 100, se muestran ejemplos de interferogramas corregidos con los mapas de ZTD calculados desde variables provenientes de ERA5.

La Figura 93 y Figura 94 corresponden al área del volcán Sabancaya, en Perú. En ambas, es posible observar que los interferogramas sin corregir presentan una fuerte componente estratificada en la zona del Cañón del Colca. Sin embargo, los interferogramas corregidos presentan una notable disminución de esta componente, si se comparan los cambios de fase (cambios cromáticos). Aun así,

siguen observándose, minoritariamente, cambios de fase a causa de procesos turbulentos. La estratificación atmosférica se considera bien corregida, aunque con remanentes.

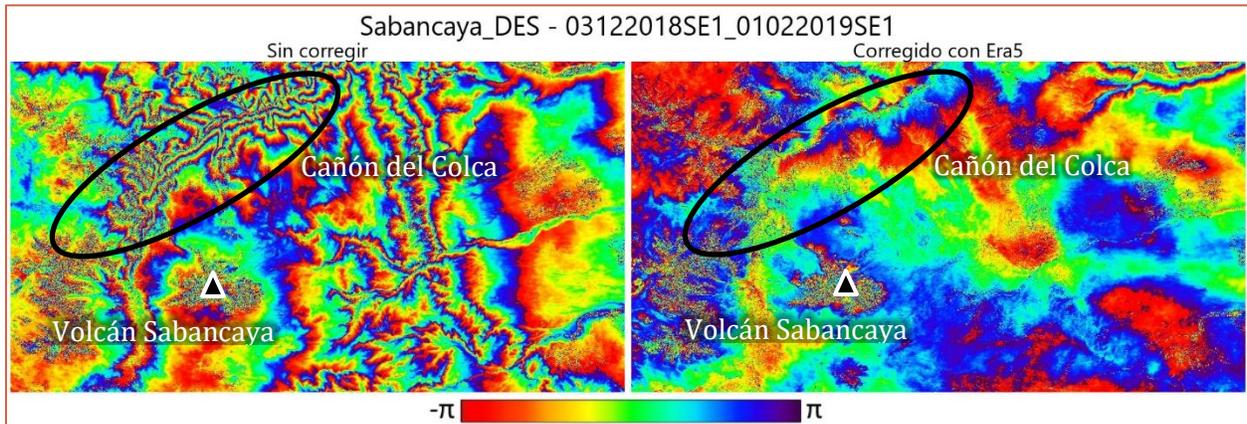


FIGURA 93: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA SABANCAYA. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A, EN PASADA DESCENDENTE.

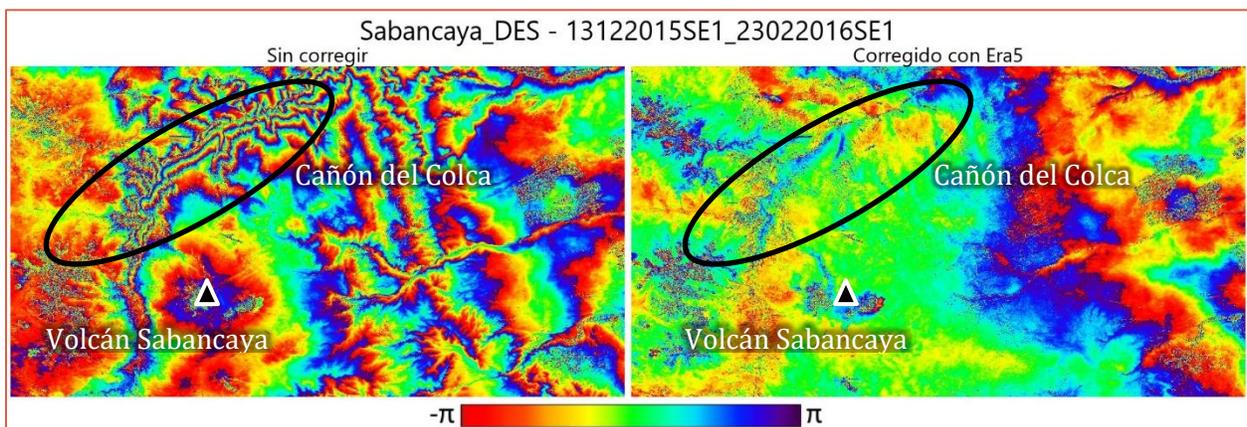


FIGURA 94: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA SABANCAYA. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A, EN PASADA DESCENDENTE.

La Figura 95 y Figura 96 corresponden al área de San Juan en su órbita ascendente. En ambas imágenes puede observarse que el interferograma corregido presenta menos cambios de fase (cambios cromáticos) en las áreas de mayor topografía, pero siguen observándose cambios de fase a causa de procesos turbulentos. La estratificación atmosférica se considera bien corregida.

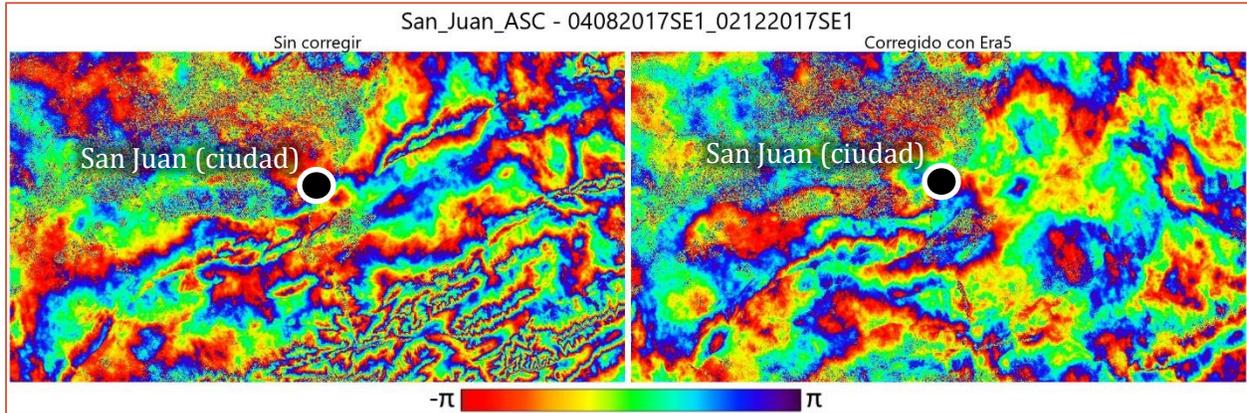


FIGURA 95: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA DE SAN JUAN. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A, EN PASADA ASCENDENTE.

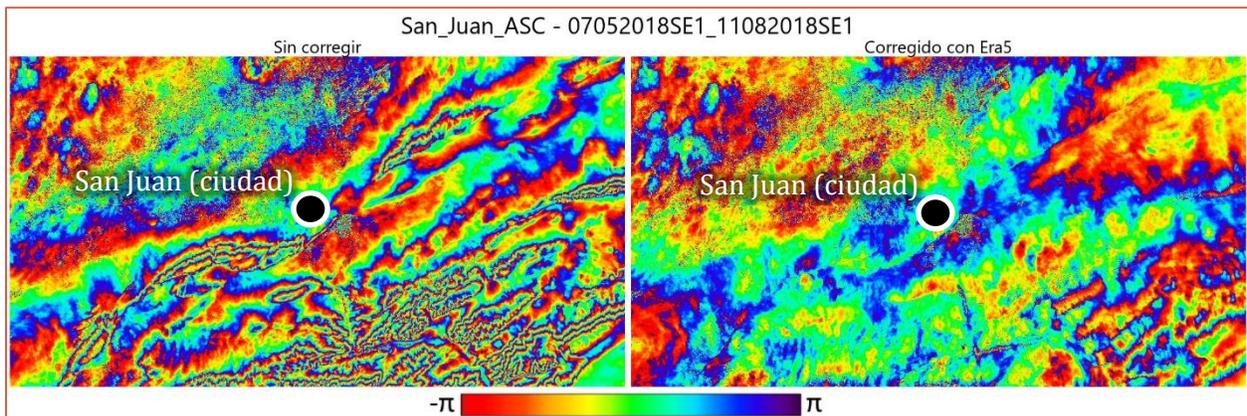


FIGURA 96: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA DE SAN JUAN. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A, EN PASADA ASCENDENTE.

La Figura 97 y Figura 98 corresponden al área de Domuyo. En la Figura 97 puede observarse que el interferograma corregido presenta una disminución en los ciclos de fase (cambios cromáticos) con respecto al interferograma sin corregir. Si bien se observa un remanente atmosférico en la esquina superior derecha, a causa de atmósfera turbulenta no compensada, el resto del interferograma se considera bien corregido. Similar ocurre en la Figura 98, donde se observa un remanente atmosférico en la esquina inferior derecha, aunque el resto del interferograma se considera bien corregido. En la esquina superior derecha puede apreciarse una pequeña deformación, posiblemente producto de un deslizamiento.

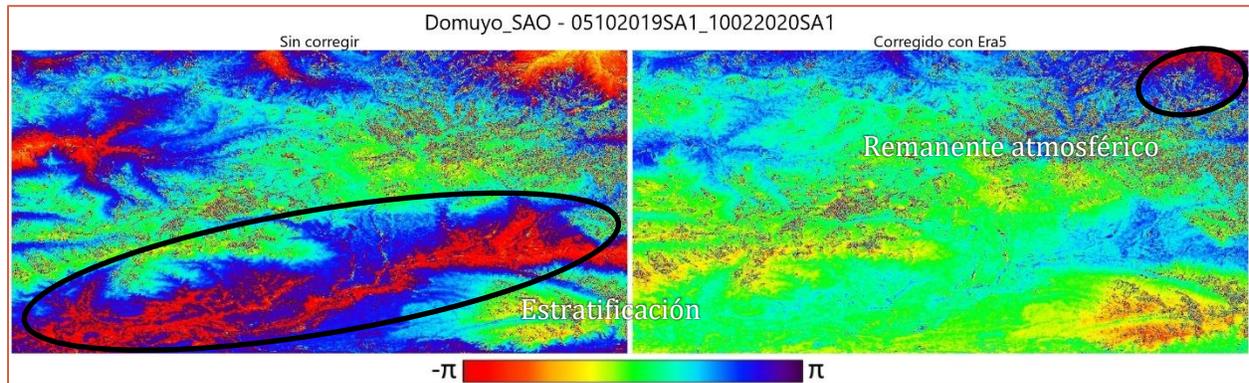


FIGURA 97: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA DE DOMUYO. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SAOCOM-1A.

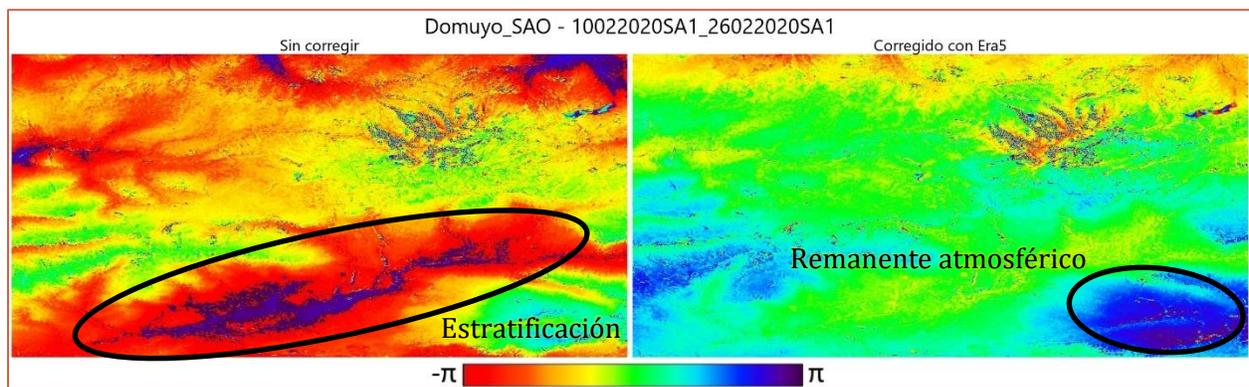


FIGURA 98: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA DE DOMUYO. EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SAOCOM-1A.

En la Figura 99 puede observarse que el interferograma sin corregir presenta mayoritariamente efectos turbulentos y que si bien el interferograma corregido presenta menos cambios de fase (cambios cromáticos), sólo la zona superior del interferograma se considera bien corregido (valores cercanos al cero). En cambio, en la Figura 100 se observa que el interferograma sin corregir presenta efectos estratificados, con notables disminuciones en el interferograma corregido. Sin bien quedan algunos remanentes atmosféricos en la esquina superior derecha, el interferograma se considera bien corregido

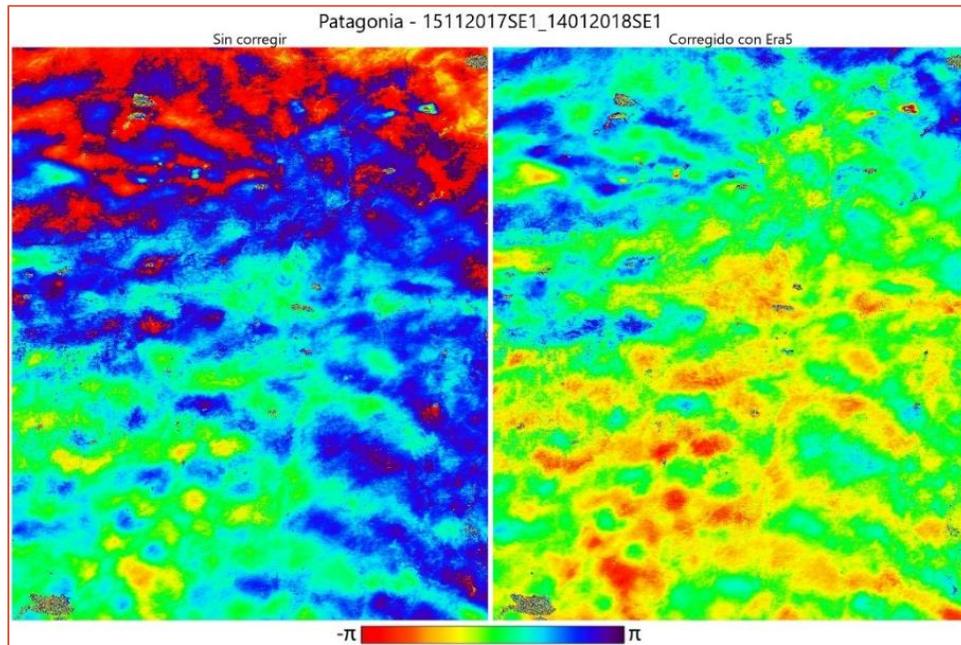


FIGURA 99: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA PATAGÓNICA.
EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A.

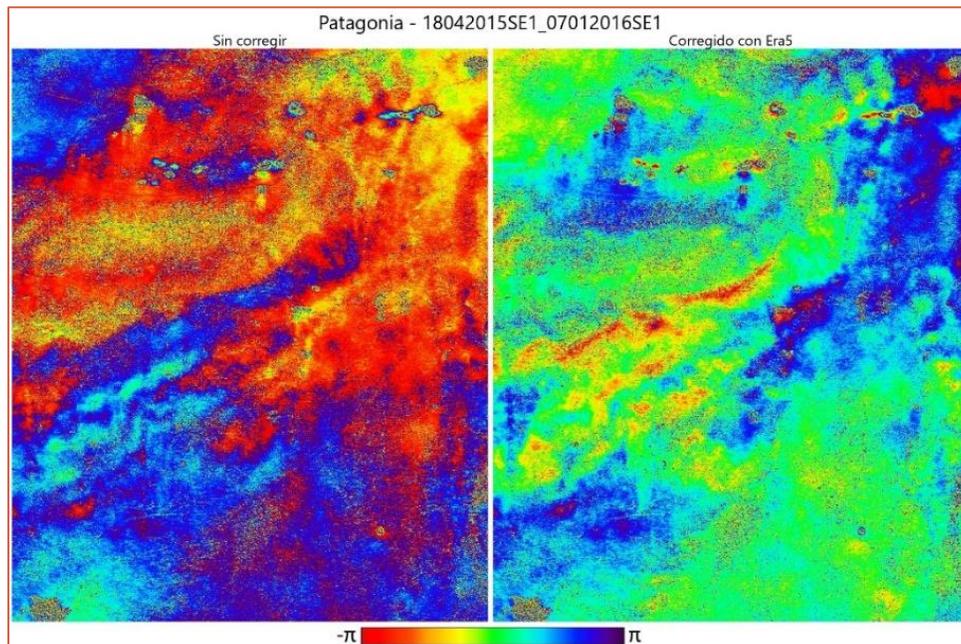


FIGURA 100: COMPARACIÓN ENTRE INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR Y CORREGIDOS, PARA EL ÁREA PATAGÓNICA.
EL INTERFEROGRAMA SE CALCULÓ UTILIZANDO IMÁGENES SENTINEL-1A.

7.3.2 En series de tiempo de deformación

Con el objetivo de mostrar cómo influyen las correcciones atmosféricas generadas en las series de tiempo, se utilizó el procesamiento de San Juan (DES) ya que, 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). La intensidad del terremoto puede observarse en los datos GNSS de las estaciones UNSJ y CSLO, donde se observa, principalmente, un desplazamiento instantáneo en la coordenada Longitud (sentido este-oeste) para ambas estaciones, y únicamente en CSLO un marcado salto en latitud (sentido norte-sur). Analizando la componente de altura, no es posible observar el desplazamiento (Figura 101). El objetivo de esta sección es mostrar la influencia de la atmósfera en las series temporales de deformación, y cómo influyen las correcciones atmosféricas en el análisis de la deformación que se pretende cuantificar con DInSAR.

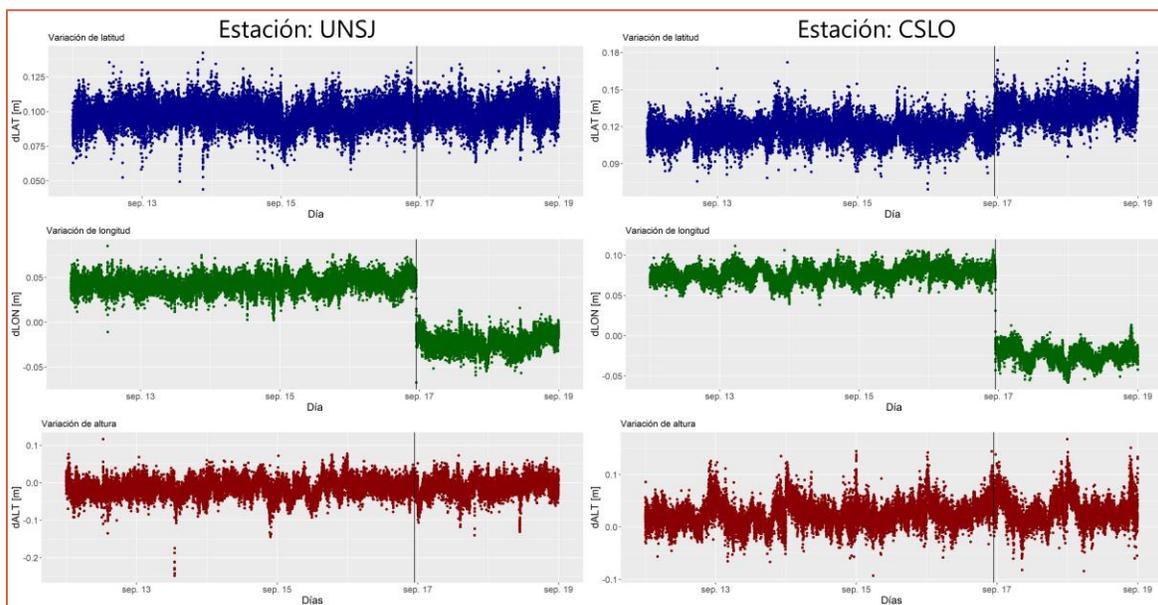


FIGURA 101: VARIACIÓN EN LAS COORDENADAS DE LAS ESTACIONES UNSJ Y CSLO, EN LATITUD (AZUL), LONGITUD (VERDE) Y ALTURA (ROJO). DATOS DE LA RED RAMSAC ENTRE EL 12 Y 19 DE SEPTIEMBRE, PROCESADOS POR EL SERVICIO CANADIENSE DE PROCESAMIENTO GNSS¹⁴

¹⁴ <https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php> - Fecha de último acceso: 18/10/2021

Los interferogramas generados en este procesamiento exteriorizaron una fuerte componente de estratificación atmosférica, presente en el 83% de los mismos (coeficientes de correlación mayor a 0.5 y menor a -0.5), lo cual era esperado en un área montañosa. La serie de deformación generada con los interferogramas sin corregir permite observar que toda la zona cordillerana presenta una deformación en LOS del orden de los 3 cm/año, con respecto a un punto de referencia (PA).

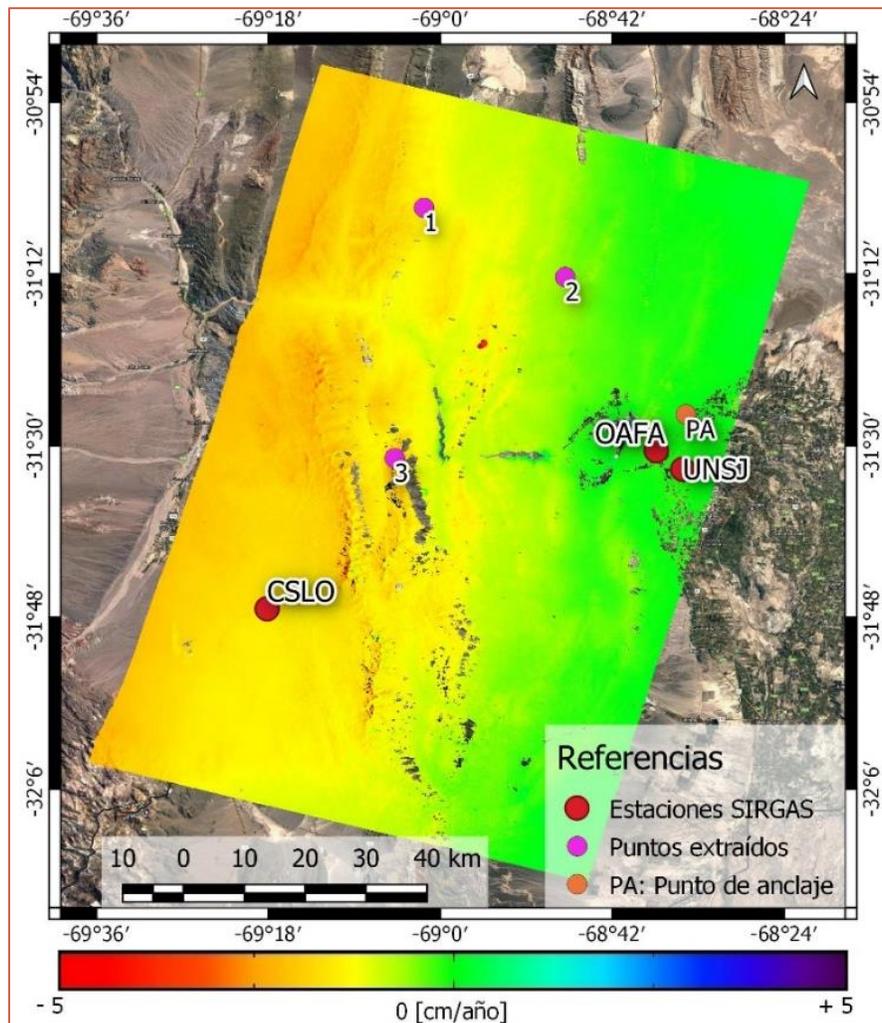


FIGURA 102: MAPA DE VELOCIDAD MEDIA DE DEFORMACIÓN, CALCULADO CON INTERFEROGRAMAS SIN CORREGIR.

Para determinar si el desplazamiento observado en las estaciones UNSJ y CSLO puede observarse en las series de deformación DInSAR, se realizó una comparación entre datos GNSS de la red RAMSAC y 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 103). La comparación muestra que la serie GNSS proyectada en LOS 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.

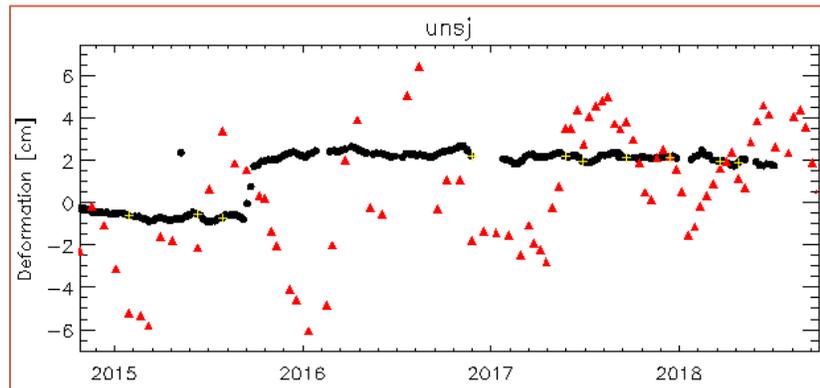


FIGURA 103: COMPARACIÓN ENTRE SERIE DE DEFORMACIÓN DInSAR SIN CORREGIR (ROJO) Y DATOS GNSS DE UNSJ PROYECTADOS EN LOS (NEGRO)

Para determinar si las oscilaciones observadas corresponden a efectos atmosféricos, lo observado por Samsonov et al. (2014), se extrajeron series en otras ubicaciones y se los graficó junto a la serie de IWV de la estación UNSJ extraída de SIRGAS (Figura 104). 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 extraídas se observa 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 asuma la componente periódica de la atmósfera. Esta serie de deformación pone en evidencia cómo la atmósfera puede generar que los análisis sobre ella realizados, sean mal interpretados.

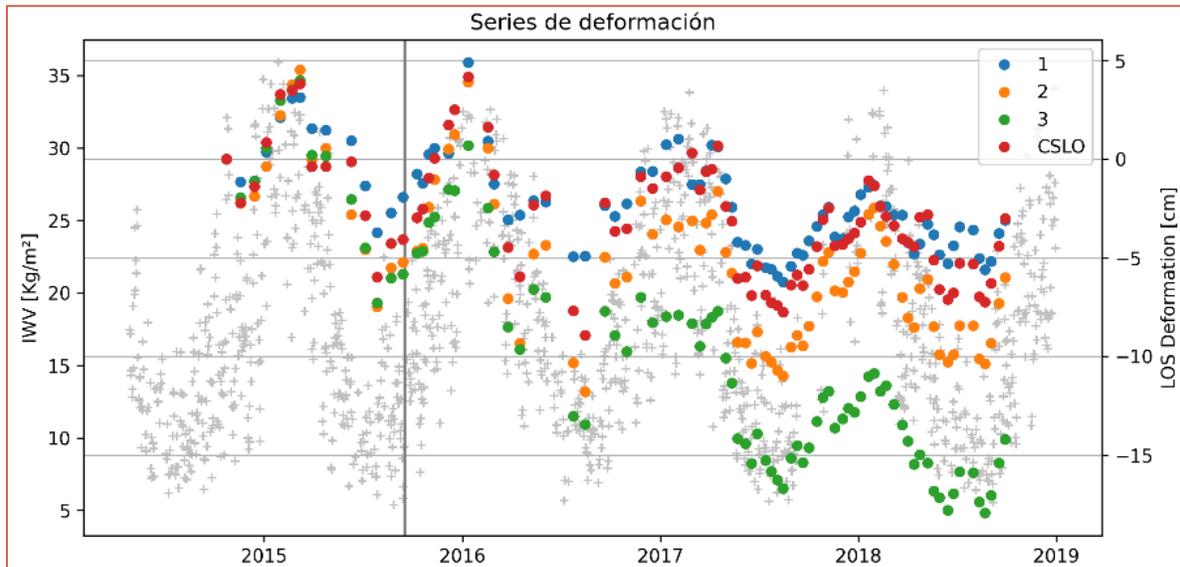


FIGURA 104: SERIES DE DEFORMACIÓN PARA LOS PUNTOS UBICADOS EN EL MAPA DE VELOCIDADES. LA LÍNEA VERTICAL INDICA LA FECHA DEL TERREMOTO. LA SERIE EN GRIS CORRESPONDE AL IWV DE LA ESTACIÓN UNSJ.

7.3.2.1 Resultados: Serie generada con interferogramas corregidos

Los interferogramas anteriormente utilizados para la generación de la serie temporal de deformación, fueron corregidos mediante los mapas de ZTD calculados en base al modelo ERA5. Para determinar el grado de mejora de las correcciones en los interferogramas, se analizó nuevamente el coeficiente de correlación entre la fase y la altura, y en este nuevo caso, se observa que el 49% de los interferogramas presentan un coeficiente de correlación entre ± 0.5 (contra el 17% previo a la corrección atmosférica). El nuevo mapa de velocidades (Figura 105) se muestra ahora ligeramente más limpio en la zona de pre-cordillera, mostrándose en tonos más claros (cercanos al verde, que representa el cero), con respecto al mapa de velocidades generado con los interferogramas sin corregir. Es importante mencionar que el punto de anclaje (PA), es el mismo para ambas series.

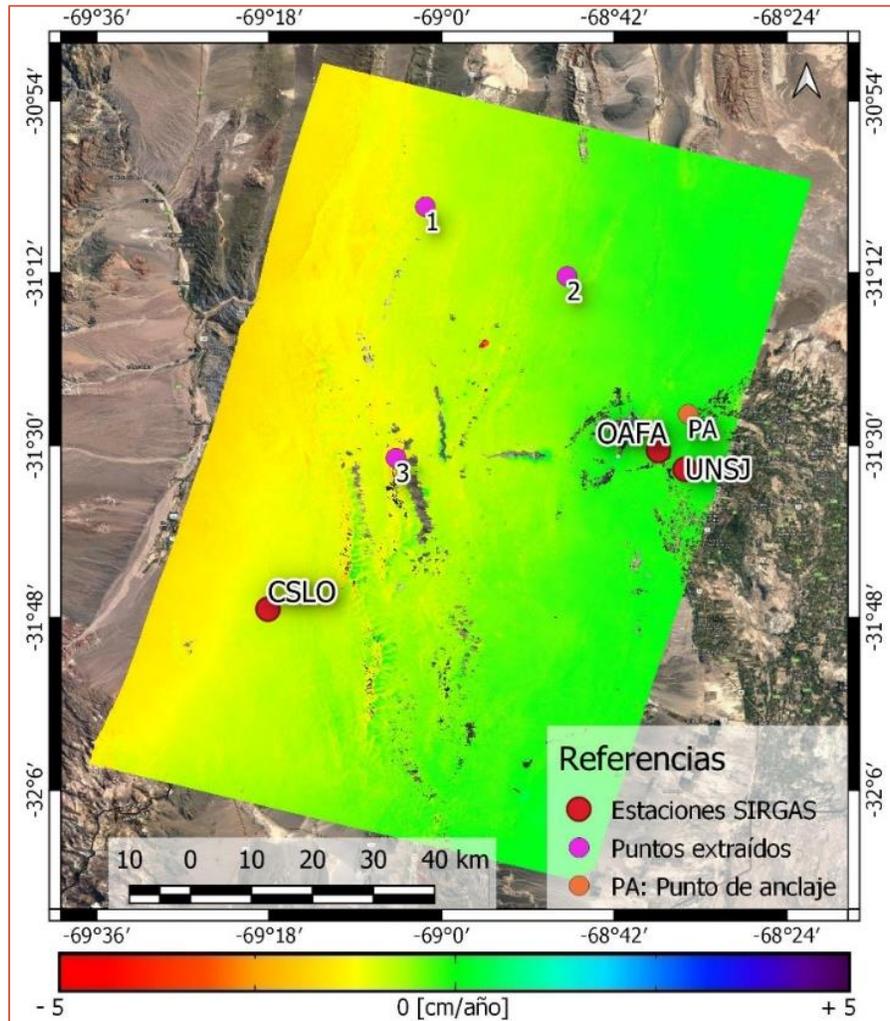


FIGURA 105: MAPA DE VELOCIDAD MEDIA DE DEFORMACIÓN, CALCULADO CON INTERFEROGRAMAS CORREGIDOS CON ERA5.

Por otro lado, 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. 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.

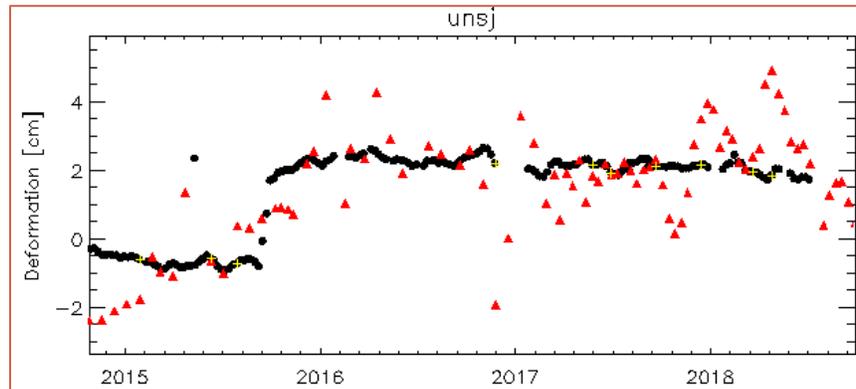


FIGURA 106: SERIE DE COMPARACIÓN ENTRE DINSAR CORREGIDAS (ROJO) Y DATOS GNSS PROYECTADOS EN LOS (NEGRO) EN ESTACIÓN UNSJ

Las comparativas entre las series de deformación extraídas en los puntos anteriores muestran que las series corregidas ya no muestran la periodicidad causada por el vapor de agua (Figura 107). Si bien las series corregidas siguen presentando una leve componente periódica, esta se debe a efectos turbulentos que no pudieron ser compensados mediante las correcciones atmosféricas aplicadas.

Para poder apreciar los cambios de comportamiento observados en las series, se ajustó un modelo lineal antes y después del terremoto, tanto a las series corregidas como a las sin corregir. De esta manera es posible notar que en los puntos 1, 2 y CSLO las series corregidas presentan una notable disminución en la pendiente, en comparación con las series sin corregir. Por otro lado, en el punto 3, las pendientes son prácticamente iguales, a causa del deslizamiento de la zona. En este caso, es posible observar que la serie sin corregir mantiene un movimiento descendente sumado a la componente periódica generada por el vapor de agua. Si esta serie no se hubiera corregido, se podría llegar a la conclusión que ese deslizamiento tiene un comportamiento estacional.

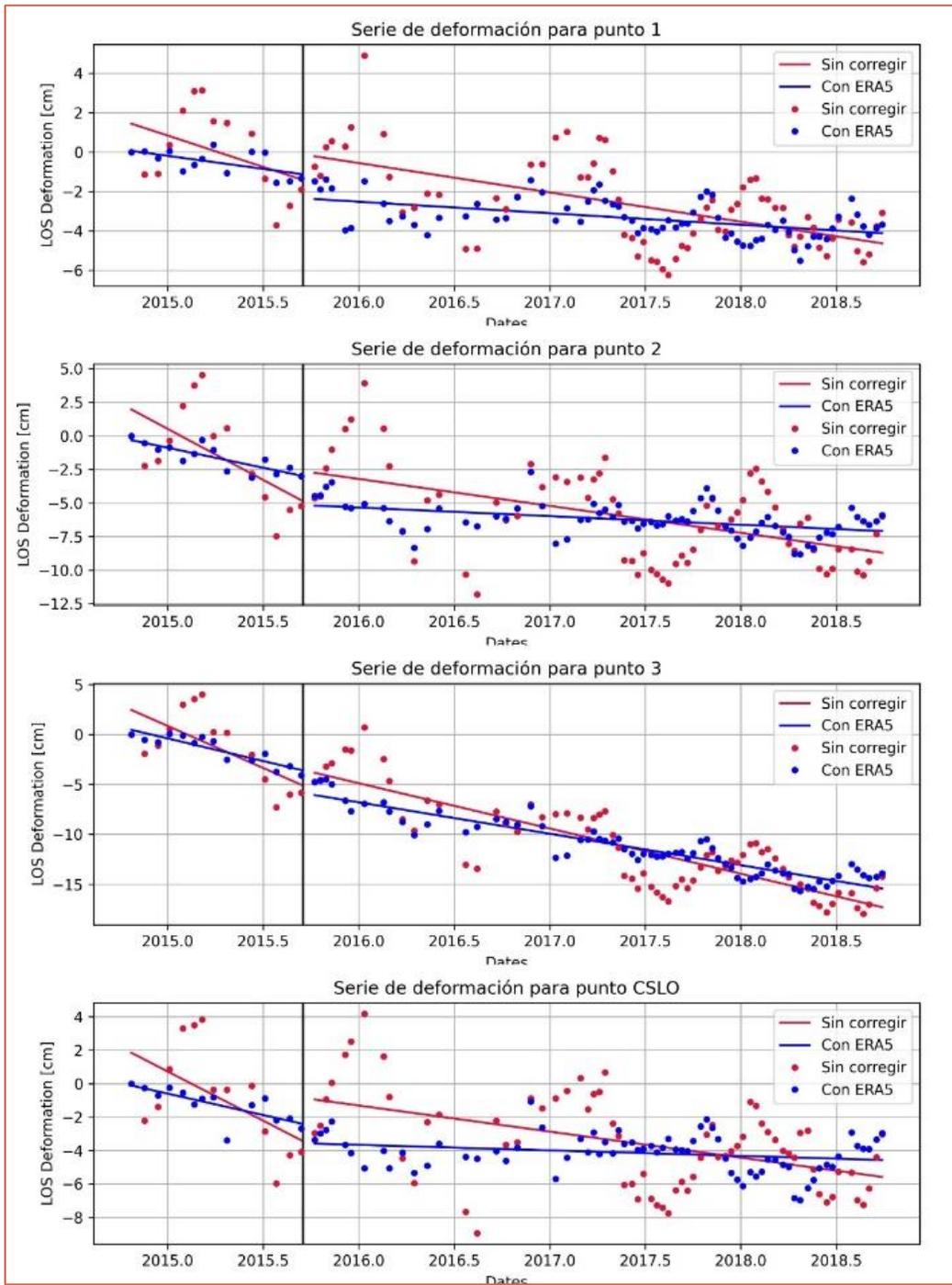


FIGURA 107: SERIES DE DEFORMACIÓN COMPARATIVAS CON Y SIN CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA. LA LÍNEA VERTICAL INDICA LA FECHA DEL EVENTO SÍSMICO.

7.4 Conclusiones

En este capítulo se ha propuesto un método que permite disminuir la carga atmosférica presente en los interferogramas mediante la generación de mapas de ZTD, píxel a píxel, sobre un área de estudio. Se probó que los productos troposféricos de la red SIRGAS son factibles de ser utilizados para el cálculo de mapas de ZTD, sin embargo, sigue presentando limitaciones espaciales y temporales. También se probó que es posible utilizar los datos de ZTD de la hora más cercana a la adquisición SAR pero que esto es válido para zonas con baja variabilidad diaria de IWV.

También se probó que el método de interpolación ITD es sensible a la cantidad de estaciones utilizadas, por lo que el usuario debería considerar un radio de búsqueda variable. Esto permitiría maximizar la cantidad de mapas de ZTD que se puedan calcular, pero con estaciones que se encuentren lo más cercanas posible al área de estudio para no tener la influencia de regiones climáticas de características diversas al área de estudio.

Por otro lado, se pudieron realizar mapas de ZTD con el modelo atmosférico ERA5 “single level” (con datos a nivel de superficie). Este modelo resultó factible de ser utilizado para el cálculo de correcciones atmosféricas, ya que los valores determinados tienen una diferencia media de pocos centímetros (≈ 1 cm) con respecto a los ZTD determinados en estaciones GNSS.

Los mapas de ZTD generados fueron comparados con dos técnicas independientes: ZTD de las estaciones SIRGAS y los mapas del servicio GACOS. Se pudo mostrar que los valores de ZTD determinados con ERA5 poseen la misma diferencia con SIRGAS que los determinados por GACOS, alentando el uso de este modelo para la generación de soluciones para interferometría.

La principal ventaja del uso de modelos atmosféricos se basa en la continuidad de sus datos en grillas regulares. Sin embargo, los modelos se basan en sofisticados cómputos que modelan las condiciones climáticas de una zona y si bien se basan en datos satelitales e in-situ, muchas veces sus salidas no son representativas de las condiciones climáticas que realmente existieron en un determinado lugar. En este contexto, es importante mencionar que los valores de vapor de agua, provenientes de radiosondeos, son escasos en todo América del Sur (en comparación con América del Norte o Europa), haciendo que los modelos de reanálisis no tengan suficiente cantidad de datos para su asimilación (Bianchi et al., 2016). Se deben realizar más esfuerzos para que las determinaciones de ZTD en una zona se basen en datos de estaciones meteorológicas, las cuales

sumadas al aporte desde las estaciones GNSS SIRGAS, y otras redes GNSS, podrían garantizar mejores resultados.

Los mapas calculados mostraron disminuir la carga atmosférica presente en cada par, sin embargo, algunos interferogramas siguen presentando remanentes atmosféricos. La estratificación atmosférica resultó ser la componente atmosférica que mejor se pudo compensar, mientras que la turbulencia sigue presentando limitaciones. Esto lleva a concluir que la remoción de los efectos atmosféricos es una tarea compleja, producto del comportamiento variable del vapor de agua, por lo que se debe seguir estudiando métodos que permitan disminuir su influencia en los procesamientos DInSAR a realizar (Esto se tratará en el Capítulo 8).

8 Consideraciones para la minimización de efectos atmosféricos en DInSAR

Como se detalló en el Capítulo 7, las correcciones atmosféricas calculadas resultaron exitosas tanto en interferogramas como su aplicación en series temporales. Sin embargo, las interpolaciones utilizadas para la generación de los mapas no logran modelar las condiciones atmosféricas presentes en cada fecha de adquisición en su totalidad. Por lo tanto, en este capítulo se propone un método de análisis que permita minimizar la carga atmosférica de los pares interferométricos. El mismo se fundamenta en el análisis de las series de tiempo de ZTD conocidas en estaciones GNSS, previo a la generación de interferogramas. Se ha buscado en este capítulo, fundamentar un método para seleccionar de manera óptima, el par de imágenes a combinar, siempre que dicha selección fuese posible.

8.1 Mediante series de tiempo de ZTD

En análisis de las series temporales de ZTD se realiza por medio de la identificación de los periodos del año en que se producen los picos de máximos o mínimos valores de ZTD y, en lo posible, la identificación de épocas de ZTD similares (fechas óptimas para combinar imágenes). Para ejemplificar, se calculó la media de ZTD, sobre un periodo de siete años (2014 a 2020) de la hora más cercana a cada adquisición SAR, para los procesamientos realizados en la sección 7.1.

Para este análisis se utilizaron las dos estaciones SIRGAS más cercanas a las áreas de estudio, cuyos datos se resumen en Tabla 13. Cabe mencionar que no se pudo considerar el área patagónica, por no presentar estaciones SIRGAS en el radio indicado. Los valores de ZTD fueron graficados para cada estación para la hora de interés, determinándose series de tiempo que permiten observar las épocas de mayor o menor influencia (Figura 108 y Figura 109).

TABLA 13: RESUMEN DE ESTACIONES SIRGAS UTILIZADAS

Estación	País	Lat [dec]	Long [dec]	h[m]	Región climática
NEVA	Colombia	2.9373011	-75.2930315	472	Aw: Tropical de Savana
PSTO	Colombia	1.21171253	-77.2770803	2569	Aw: Tropical de Savana
AQ01	Perú	-16.4214933	-71.5074914	2455	BWk (Árido desértico frío)
AREQ	Perú	-16.4655163	-71.4927964	2488	BWk (Árido desértico frío)
UNSJ	Argentina	-31.5412572	-68.5770605	708	BWh (Árido desértico cálido)
CSLO	Argentina	-31.7848866	-69.3022135	2638	BWk (Árido desértico frío)
MGUE	Argentina	-35.7773507	-69.3979271	1553	BSk (Árido de estepa frío)
ANTC	Chile	-37.3386995	-71.5320621	745	Csb (Templado, verano seco y cálido)

La Figura 108 muestra las series de tiempo de las medias calculadas para tres estaciones argentinas (UNSJ, CSLO y MGUE) y una chilena (ANTC) para las órbitas ascendentes (10 y 11 UTC) y descendentes (23 UTC). En estas series es posible determinar que los mínimos se dan entre julio-septiembre (periodo invernal), mientras que los máximos se dan en febrero (verano). De las cuatro series, ANTC es la que presenta una menor amplitud (≈ 6 cm), en acuerdo al mapa de la Figura 42, en donde se puede observar que esta estación pertenece a la región de menor amplitud anual de IWV (de 3.7 a 8.9 kg/m²).

Por otro lado, la Figura 109 muestra las estaciones que le corresponden a los procesamientos de Sotará (NEVA y PSTO) y Sabancaya (AREQ y AR01). En dichas series de tiempo, se observa que las estaciones pertenecientes al área de Sabancaya (Perú), presentan un único pico de máximos y mínimos (al igual que las estaciones de la Figura 108), mientras que las estaciones de latitud baja (Sotará, Colombia) presentan dos picos (NEVA y PSTO), correspondientes a los periodos abril-mayo y noviembre-diciembre (máximos) y enero-febrero y agosto-septiembre (mínimos).

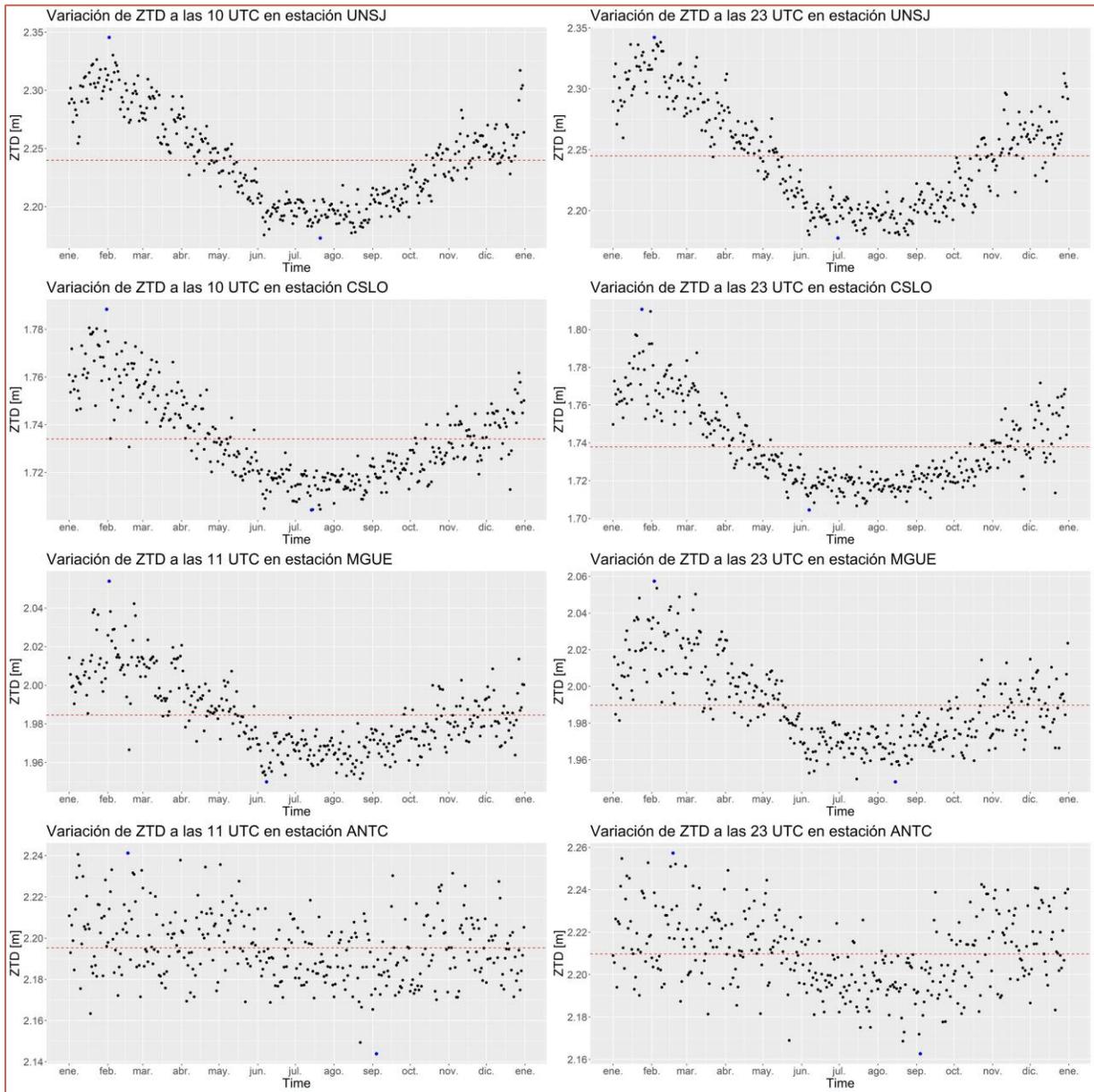


FIGURA 108: SERIES DE TIEMPO DE ZTD PARA ESTACIONES ARGENTINAS. LA ÓRBITA ASCENDENTE CORRESPONDE A LAS 10 Y 11 UTC, MIENTRAS QUE LA DESCENDENTE CORRESPONDE A LAS 23 UTC.

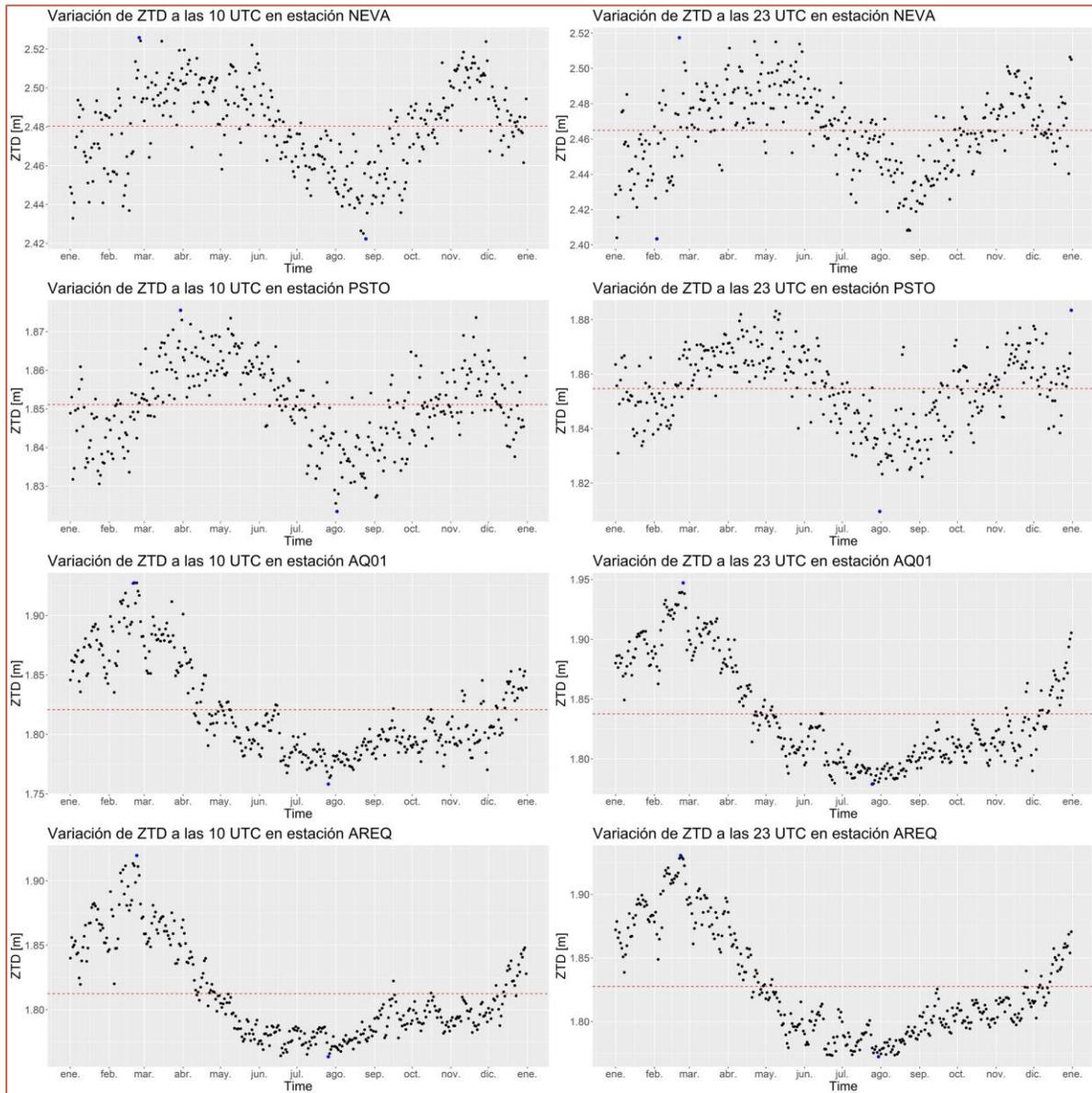


FIGURA 109: SERIES DE TIEMPO DE ZTD PARA ESTACIONES PERUANAS (AREQ Y AQ01) Y COLOMBIANAS (PSTO Y NEVA). LA ÓRBITA ASCENDENTE CORRESPONDE A LAS 10 UTC, Y LA DESCENDENTE A LAS 23 UTC.

Tomando como base las variaciones descritas anteriormente (Figura 108 y Figura 109), se explicará la influencia que tendría la variación atmosférica, cuantificada por el ZTD en la estación UNSJ (San Juan, Argentina). En la serie correspondiente a dicha estación, puede observarse que la amplitud del ZTD puede alcanzar los 12 cm entre febrero y julio, y si se procesa con un sensor como SENTINEL, el cual tiene una longitud de onda de 5.2 cm, esa amplitud representaría 2.3 ciclos de fase.

Si se genera un interferograma con imágenes cuyas fechas pertenecen a dichos meses (sin considerar los efectos de la decorrelación temporal ni deformaciones), éste podría presentar 2.3 ciclos de fase adicionales. Entre junio y septiembre, los valores podrían considerarse constantes (valores menores a 3 cm) y por lo tanto los ciclos adicionales que presentaría serían menores a uno, lo que daría un interferograma sin franjas interferométricas. Por otro lado, si se analizan las variaciones de ZTD en la estación ANTC, se observa que la amplitud es más baja (≈ 6 cm) y la estacionalidad no es tan marcada en comparación con las demás series mostradas. Se concluye entonces que, la selección de imágenes de las áreas cercanas a ANTC (y para estaciones que presenten el mismo comportamiento), admitiría más combinaciones entre fechas de distinta época climática.

De los análisis realizados previamente se puede establecer que, si se conoce el comportamiento del ZTD previo a la generación de los interferogramas, se podrían establecer límites temporales que impidan la generación de pares entre fechas cuyas diferencias entre los ZTD sean mayores a la longitud de onda del sensor que se utilice. Por lo tanto, de este análisis se sugiere que al momento de elegir las imágenes SAR a combinar, se deben considerar épocas donde la diferencia de ZTD sea mínima, por más que las características de la zona permitan líneas de base temporal mayores. Más aún, si se cuenta con valores de ZTD para las horas de adquisición de las imágenes, será posible determinar cuál es el valor puntual exacto de dicha variación y, de esta manera, establecer un criterio atmosférico para la selección de pares. Este análisis se realizará en la sección 8.2.

8.2 Mediante valores puntuales de ZTD

Si se cuenta con los valores de ZTD de las fechas a utilizar en el procesamiento interferométrico, es posible calcular con antelación las variaciones de ZTD entre las fechas que conformarían los pares. De esta manera, el usuario podría seleccionar cuáles son los pares que le permitan cumplir con los estudios de interés y a la vez garantizar la menor cantidad de influencia atmosférica posible. De esta manera, si el usuario no cuenta con la posibilidad de aplicar correcciones atmosféricas o los modelos no se ajustan correctamente a las condiciones atmosféricas, se podría asegurar la menor influencia atmosférica en cada par.

Para determinar si efectivamente la variación de ZTD entre dos fechas se corresponde con la influencia que se observaría en los interferogramas, se utilizaron los procesamientos de San Juan (ASC y DES), Sabancaya (DES) y Domuyo (SAO), ya que por ser áreas extensas y de coherencia alta se

podrá visualizar correctamente las relaciones entre el ZTD y las condiciones atmosféricas presentes en los interferogramas. Las estaciones SIRGAS utilizadas son aquellas que se encuentran dentro de cada zona estudiada, o en un radio de 200 km alrededor de ellas, según disponibilidad.

8.2.1 Método cualitativo

Para analizar la posibilidad de realizar análisis de ZTD y relacionarlo con las componentes atmosféricas observables en los interferogramas, se seleccionaron interferogramas que presenten las máximas y mínimas diferencias de ZTD entre las fechas involucradas en cada par, y se identificaron en la serie temporal de ZTD. Las selecciones pueden encontrarse entre las Figura 110 a Figura 116 y los valores de ZTD para cada fecha se resumen en el Anexo III. Para cada uno, se calculó el ΔZTD_{SIR} (designado $dZTD$ en las imágenes) entre las dos fechas y se determinó el equivalente a ciclos de fase que esta variación generaría. Es importante mencionar que, en esta instancia, los análisis realizados se basaron únicamente en la observación.

8.2.1.1 Domuyo

La Figura 110 y Figura 111 corresponden al área del volcán Domuyo y los análisis de llevaron a cabo en las estaciones ANTC y MGUE, las cuales se encuentran a una distancia superior a los 100 km del área de estudio. De los cuatro interferogramas seleccionados para analizar con el ZTD de la estación MGUE (Figura 110), puede observarse que los interferogramas “a” y “b” son los menos afectados por influencia de estratificación atmosférica, corroborándose con una variación de ZTD de 0.48 y 0.03 cm respectivamente, que representan menos de un ciclo de fase adicionales para la longitud de onda del sensor utilizado (SAOCOM). Los interferogramas “c” y “d” presentan mayor influencia de estratificación atmosférica, lo que puede comprobarse mediante los cambios de fase presentes en las zonas de altura. En estos casos, la variación del ZTD es cercana a los 10 cm, dando un equivalente en ciclos de fase superiores a los 0.40. Sin embargo, a pesar de que el interferograma “b” presenta la menor influencia atmosférica, es posible detectar un artefacto atmosférico (indicado con el círculo negro).

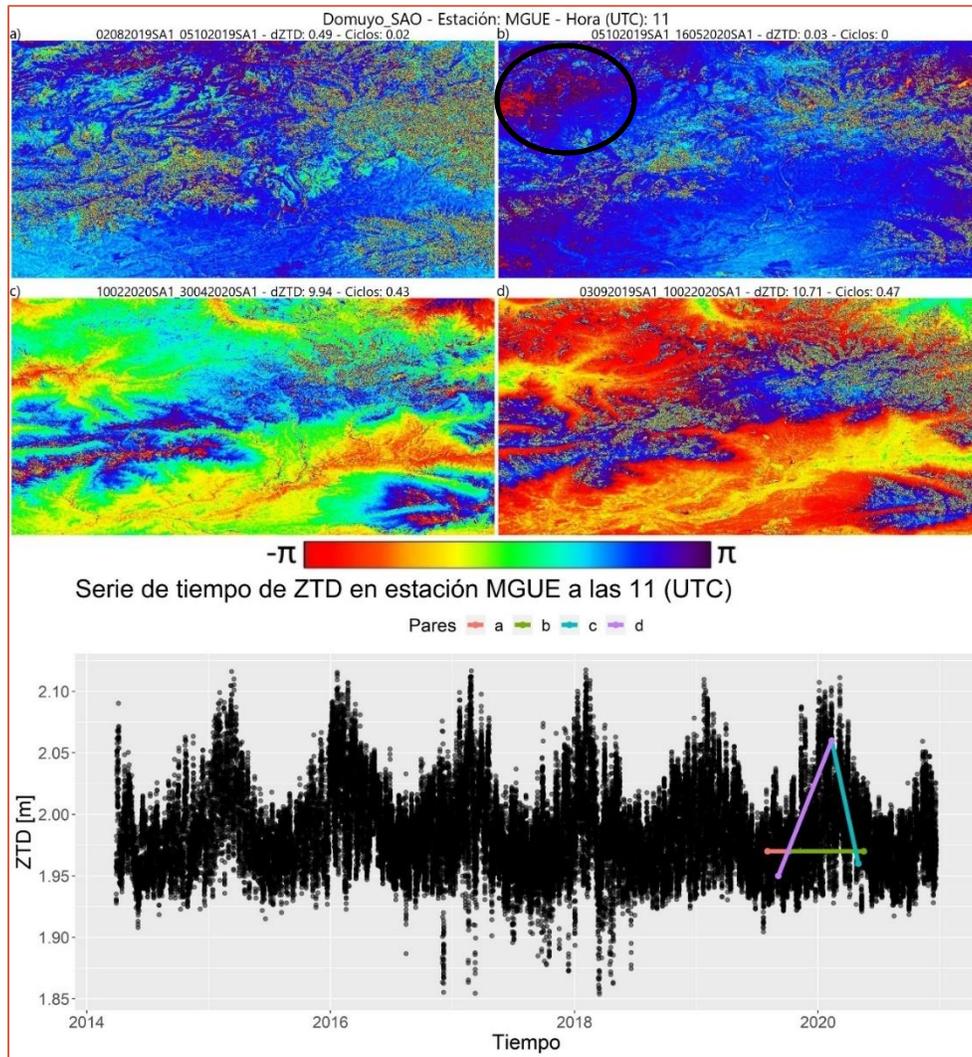


FIGURA 110: INTERFEROGRAMAS SOBRE VOLCÁN DOMUYO Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN MGUE. SENSOR SAOCOM 1A (SA1).

Por otro lado, interferogramas analizados utilizando la estación ANTC (Figura 111), muestran variaciones de ZTD menores a 5 cm, siendo el interferograma “c” el que presenta la mayor variación de ZTD (4.8 cm) lo cual, dada la longitud de onda utilizada, equivale a 0.21 ciclos de fase, lo que no representaría un cambio de fase notable. En todos los casos, no se observan cambios de fase relacionados a la estratificación atmosférica. El análisis de ZTD sobre esta estación GNSS no serviría para analizar la componente atmosférica en interferogramas sobre la mencionada zona.

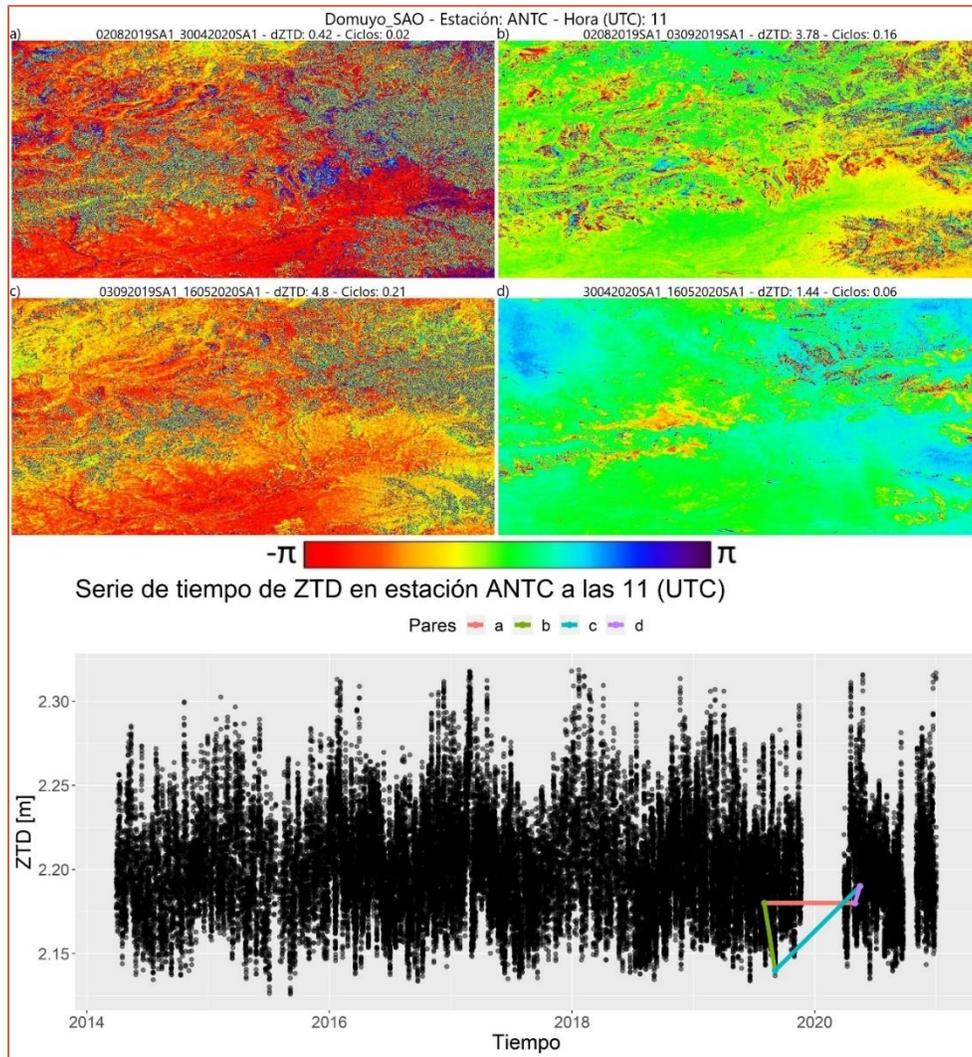


FIGURA 111: INTERFEROGRAMAS SOBRE VOLCÁN DOMUYO Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN ANTC. SENSOR SAOCOM 1A (SA1).

8.2.1.2 Sabancaya

Las estaciones GNSS SIRGAS utilizadas para analizar la influencia del ZTD en los interferogramas de Sabancaya fueron AREQ (Figura 112) y AQ01 (Figura 113), las cuales se encuentran a ≈ 40 km del área de estudio. Analizando los pares interferométricos sobre la serie temporal de AREQ, se observa que los interferogramas "a" y "b" presentan la mínima diferencia de ZTD (0.59 y 0.42), sin embargo, "a" presenta menos ciclos de fase que "b", a pesar de tener mayor variación en ZTD. Por otro lado, los interferogramas "c" y "d" son los que mayor diferencia presentan

(≈ 15 cm) y se observa un incremento en los ciclos de fase principalmente sobre el Cañón del Colca (marcados en negro sobre los interferogramas).

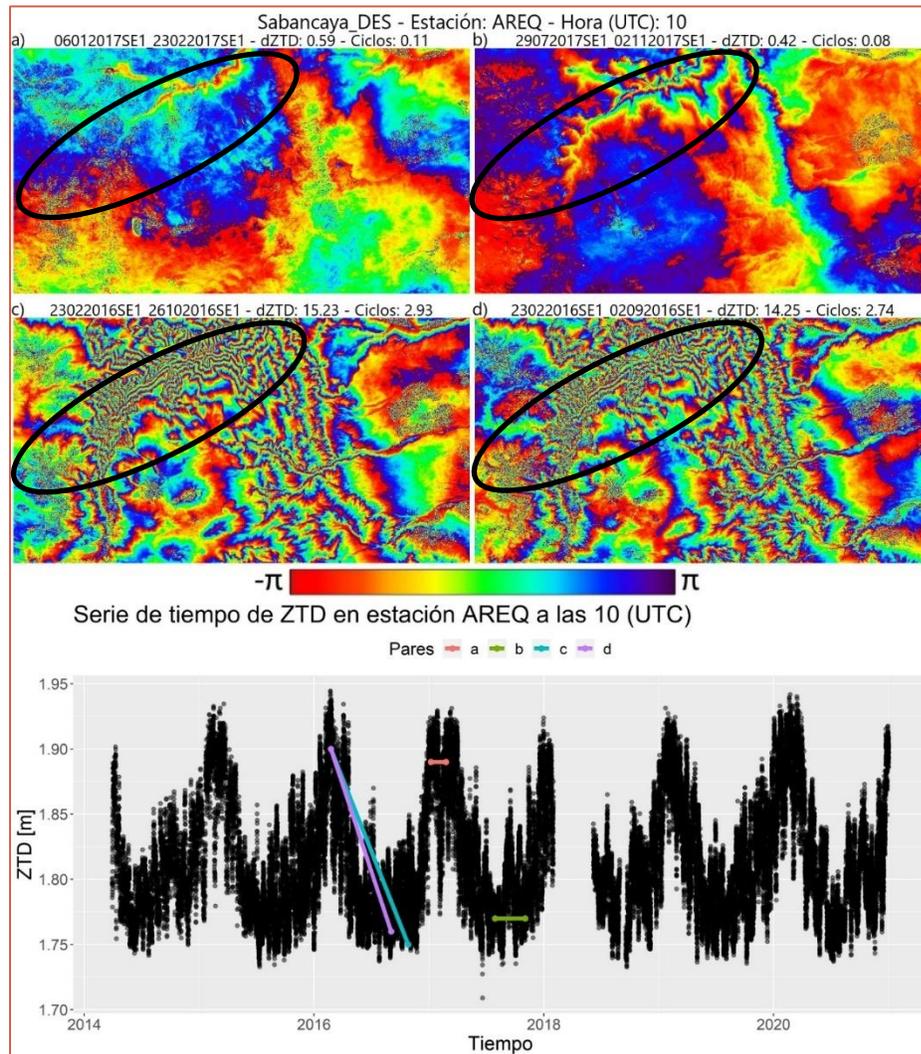


FIGURA 112: INTERFEROGRAMAS SOBRE VOLCÁN SABANCAYA Y CAÑÓN DEL COLCA Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN AREQ. SENSOR SENTINEL1A-B.

Por otro lado, los interferogramas analizados sobre la serie temporal de AQ01 muestran un comportamiento similar a los analizados en base a AREQ. Los interferogramas "a" y "b" presentan la mínima influencia del ZTD, siendo "a" el menos afectado por atmósfera (prácticamente sin ciclos de fase) mientras que "b" presenta ligeros cambios sobre el Cañón del Colca a pesar de tener una variación de ZTD menor que "a". Los interferogramas "c" y "d" presentan las máximas variaciones en ZTD que se corresponden con los ciclos de fase observados.

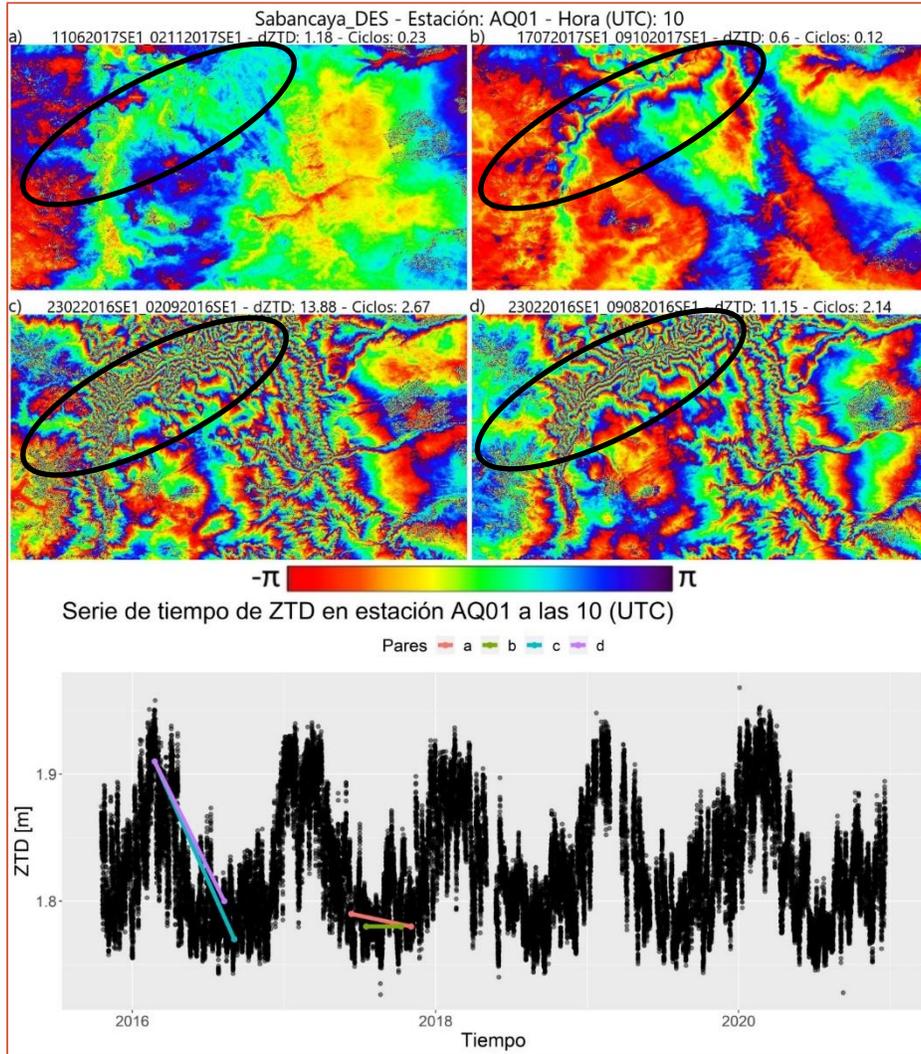


FIGURA 113: INTERFEROGRAMAS SOBRE VOLCÁN SABANCAYA Y CAÑÓN DEL COLCA Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN AQ01. SENSOR SENTINEL1A-B.

8.2.1.3 San Juan

El análisis del ZTD se realizó de igual manera a los casos de Sabancaya y Domuyo. La diferencia en este caso de estudio radica en que las dos estaciones SIRGAS (UNSJ y CSLO) utilizadas, se encuentran dentro del área procesada, lo que permite un mejor análisis del ZTD con respecto a los demás casos.

La Figura 114 corresponde al análisis realizado en base a la estación CSLO, para el procesamiento con Sentinel-1 en órbita descendente. En esta imagen puede observarse que los pares “a” y “b” presentan variaciones de ZTD menores a 0.6 cm, lo que indica que ambas imágenes están afectadas de manera similar por la atmósfera. Sin embargo, el par “a” se presenta más turbulento (mayores cambios de fase no relacionados con la altura) que el par “b”, el cual se encuentra prácticamente sin cambios de fase (único color sobre gran parte del área). Por otro lado, los pares “c” y “d” presentan variaciones de ZTD superiores a los 3 cm y es posible detectar cambios de fase en la zona de pre-cordillera (indicado en negro). Un caso similar se presenta en la Figura 115, analizado en la estación UNSJ y a la misma hora que CSLO, en donde los interferogramas de menor influencia de ZTD (“a” y “b”), no se corresponden con los cambios de fase observados, en relación con los ciclos de fase calculados, mientras que los pares “c” y “d”, sí se corresponden.

Finalmente, la Figura 116 corresponde al análisis realizado en base a la estación UNSJ, sobre imágenes de órbita ascendente. Si bien estos interferogramas presentan pérdida de coherencia en la zona agrícola, el área restante pertenece a la pre-cordillera (correspondiéndose con el área de la pasada descendente, señalada en negro en la imagen). El horario de estos interferogramas es de 23 UTC y se presentan con mayor componente turbulenta con relación a los interferograma de las 10 UTC. En este análisis, los artefactos estratificados de los interferogramas se corresponden con la variación de ZTD calculada entre las fechas.

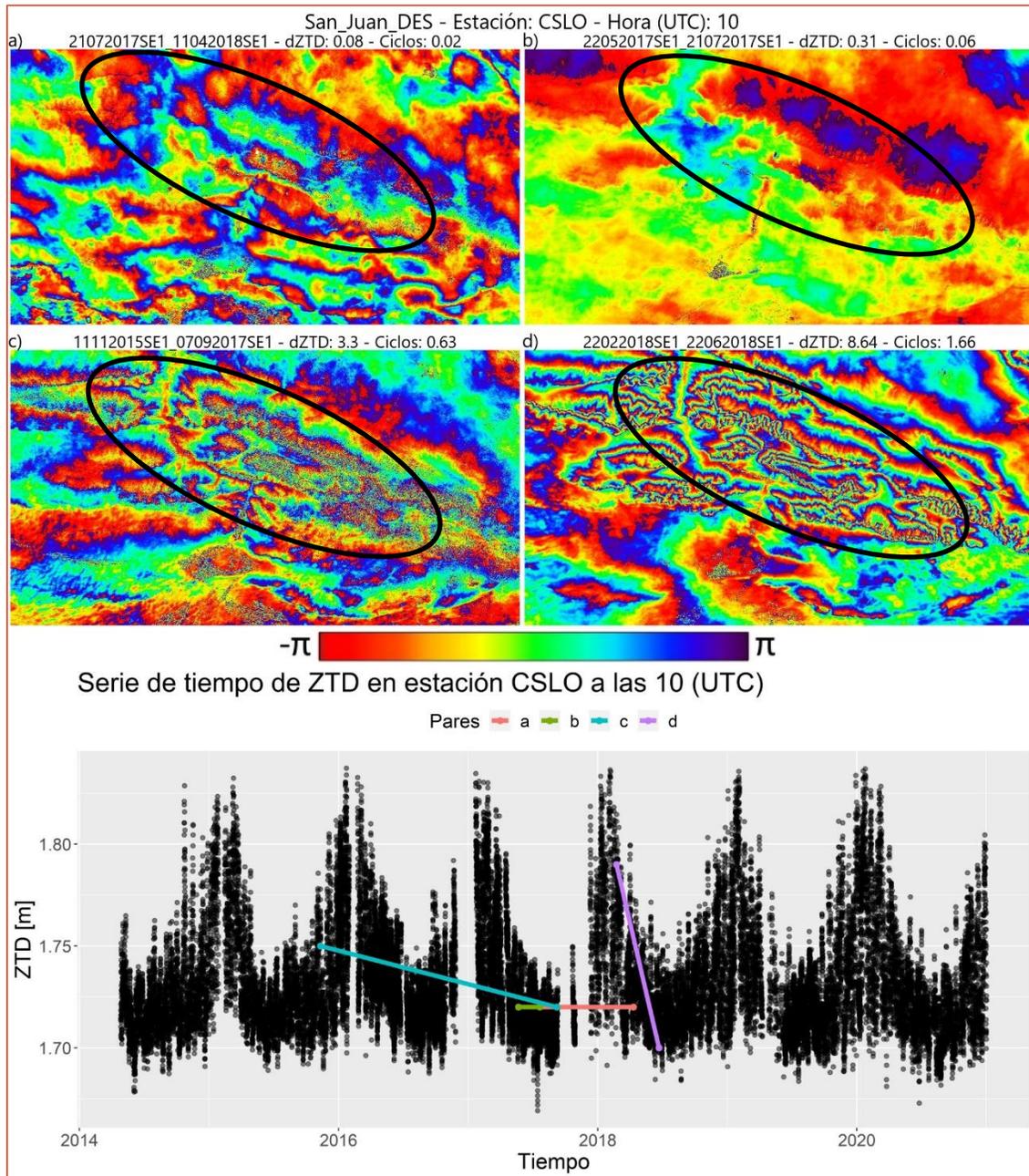


FIGURA 114. INTERFEROGRAMAS SOBRE SAN JUAN Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN CSLO. SENSOR SENTINEL1A-B.

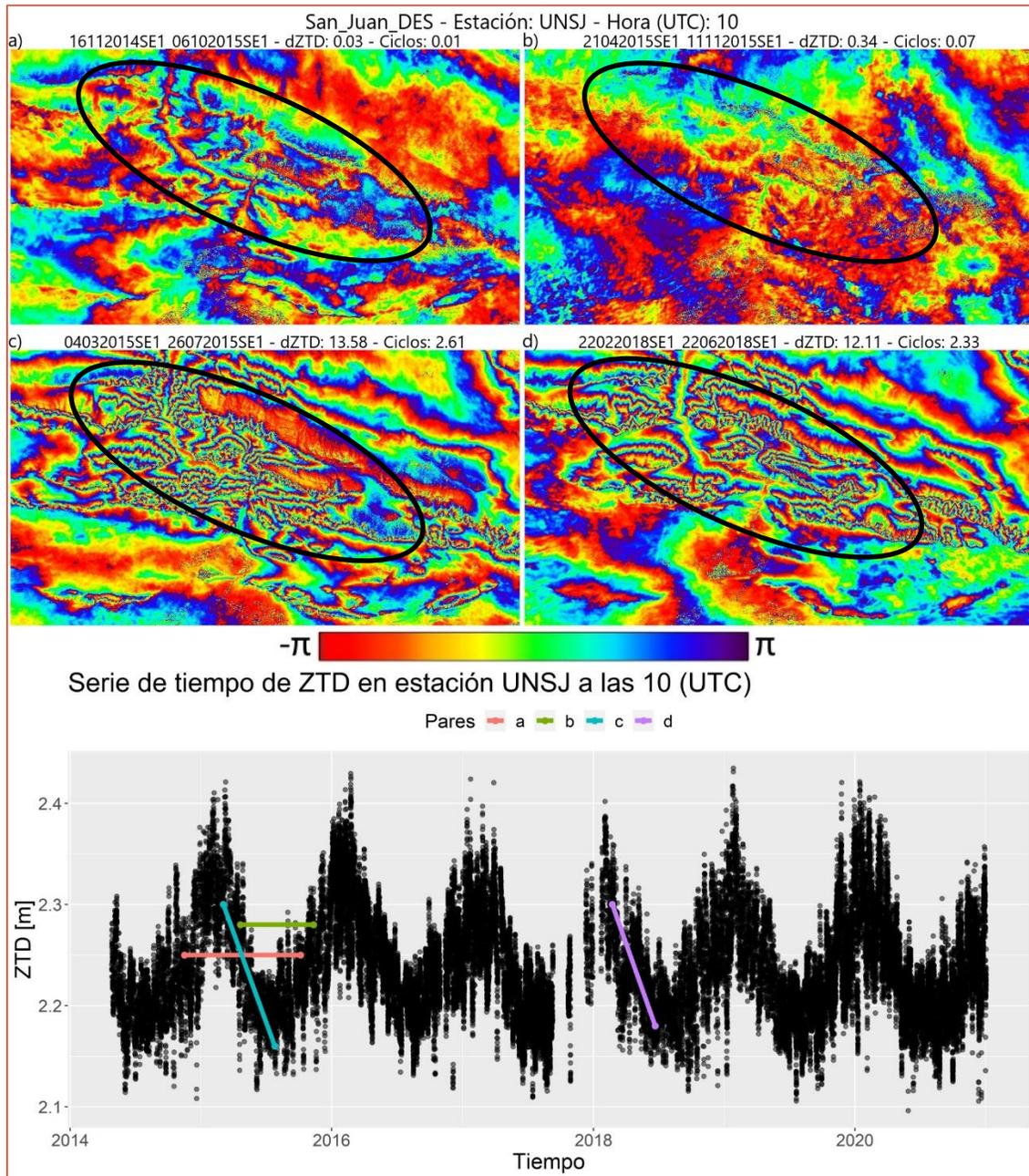


FIGURA 115: INTERFEROGRAMAS SOBRE SAN JUAN Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN UNSJ. SENSOR SENTINEL1A-B.

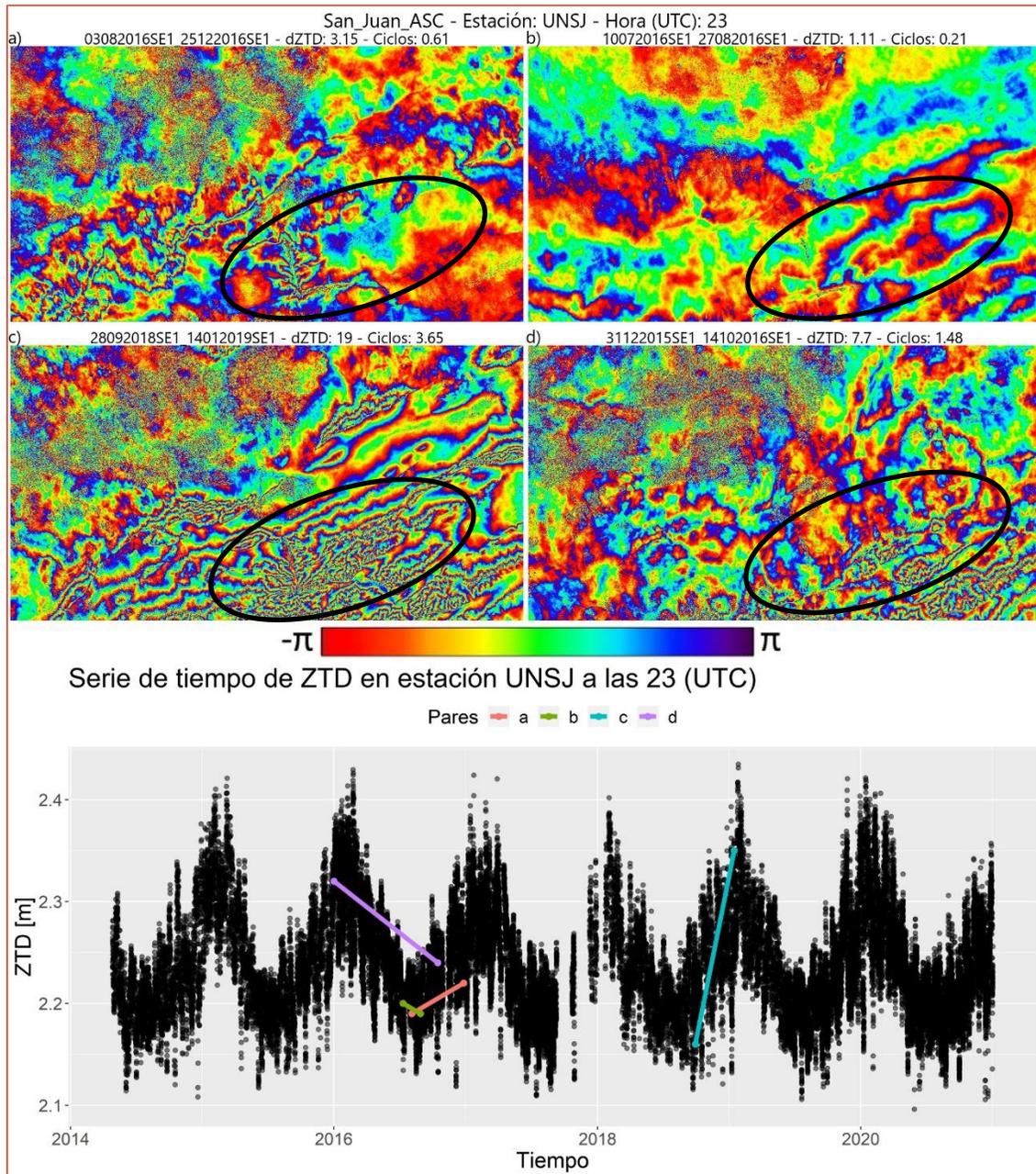


FIGURA 116: INTERFEROGRAMAS SOBRE SAN JUAN Y SERIE DE TIEMPO DE ZTD SOBRE ESTACIÓN CSLO. SENSOR SENTINEL1A-B.

Por otro lado, como la zona procesada en órbita descendente incluye dos estaciones SIRGAS, es posible analizar si las variaciones entre los ZTD entre las dos estaciones, permite otro análisis sobre la componente atmosférica de los pares. Para ello, se determinó la variación del ZTD entre las fechas que conforman los interferogramas y a su vez, entre las dos estaciones (Eq. 52).

$$dZTD = (ZTD_{CSLO} - ZTD_{UNSJ})_{t_1} - (ZTD_{CSLO} - ZTD_{UNSJ})_{t_2} \quad \text{Eq. 52}$$

La Figura 117 muestra una selección de interferogramas donde se indica las variaciones de ZTD ($dZTD$) entre las dos estaciones junto a la cantidad de ciclos que representa y la serie de tiempo de las diferencias de ZTD entre las dos estaciones.

De esta selección de interferogramas, se puede observar que el interferograma “b” se presenta más “limpio” (sin cambios de fase), y se corresponde con los 0.04 ciclos de fase equivalentes a la variación de ZTD entre las estaciones. Los interferogramas restantes presentan más ciclos de fase que “b”, y se corresponden con los valores de ciclos de fase calculados. Sin embargo, si se comparan los interferogramas “a” y “c”, se observa que “a” tiene menos cambios de fase que “c”. Esto podría deberse a la barrera orográfica presente entre las dos estaciones (Figura 118), lo que no permite analizar correctamente las variaciones de ZTD entre las dos estaciones con respecto a lo que se visualiza en cada interferograma. Sin embargo, este análisis puede brindar información sobre cómo cambia el ZTD dentro de una misma imagen y cómo este podría beneficiar la generación de pares interferométricos.

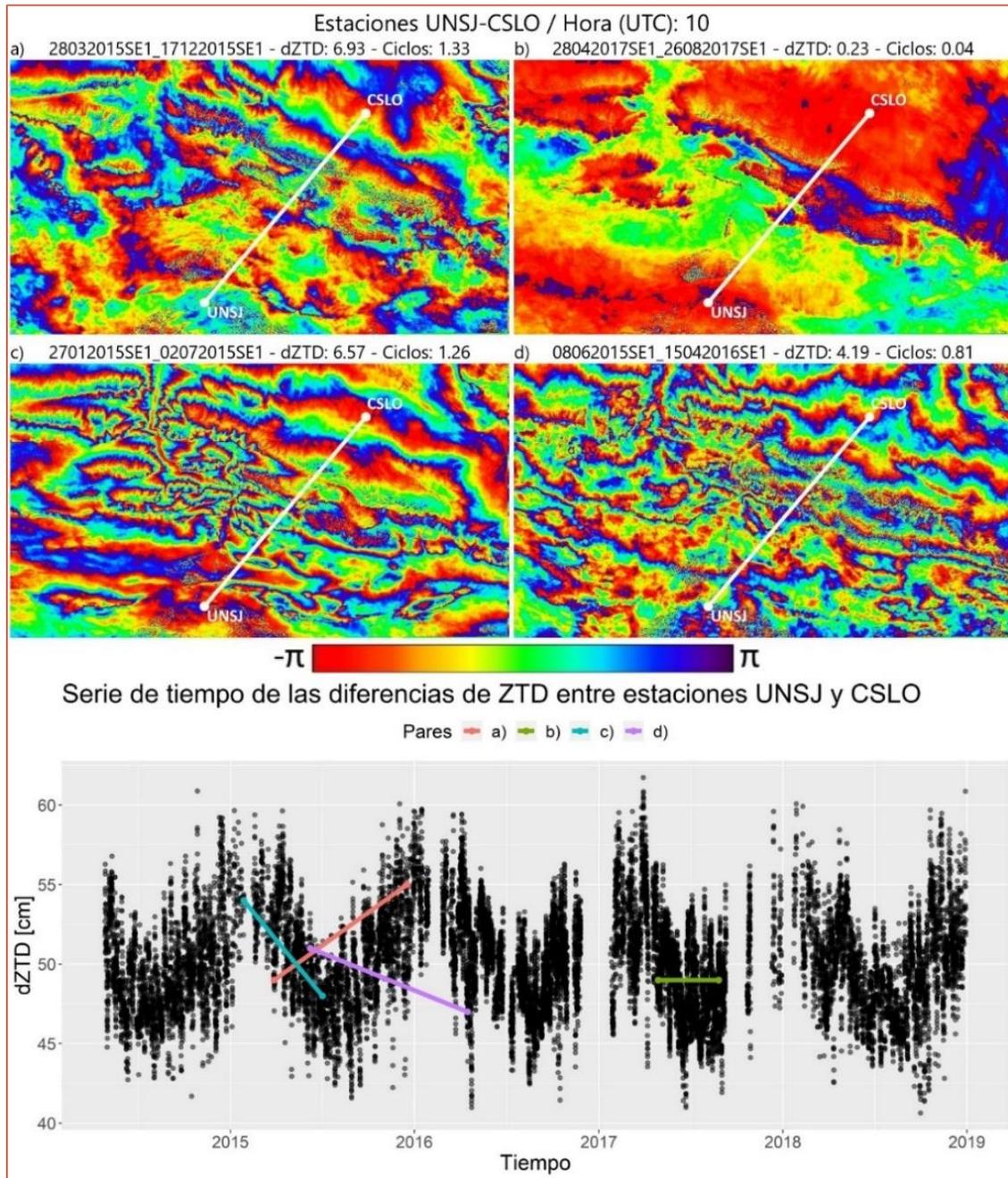


FIGURA 117: VARIACIÓN DE ZTD ENTRE ESTACIÓN CSLO Y UNSJ PARA LAS FECHAS QUE CONFORMAN EL PAR

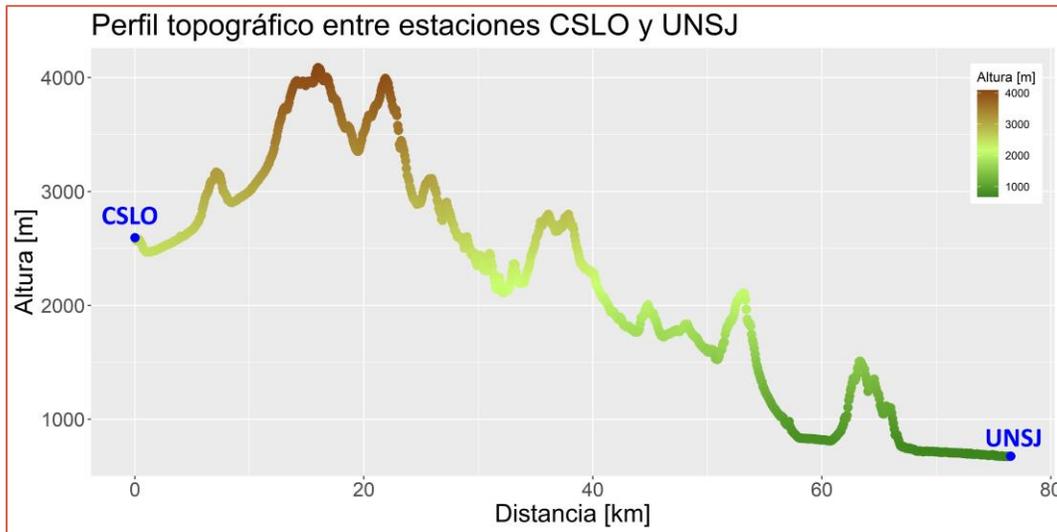


FIGURA 118: PERFIL TOPOGRÁFICO REALIZADO EN BASE AL DEM SRTM30 PARA LA LÍNEA RECTA QUE UNE LAS ESTACIONES CSLO Y UNSJ.

8.2.1.4 Conclusiones del método cualitativo

De los análisis realizados, es posible asegurar que las variaciones de ZTD sobre una estación GNSS tienen relación con lo observado en los interferogramas. Sin embargo, cuando las variaciones de ZTD son menores o cercanos al centímetro, el análisis puede fallar, ya que se ha mostrado que existen ocasiones en que la variación de ZTD no se corresponde con lo que se observa (Como en San Juan) y, en todos esos casos, ocurre cuando las variaciones de ZTD son pequeñas. Por otro lado, cuando las variaciones de ZTD son superiores a la longitud de onda del sensor, la relación de estas variaciones con los ciclos de fase observados se cumple en todos los casos. Se concluye entonces que la técnica de análisis es más sensible cuanto menor sea la variación de ZTD.

También es importante mencionar que, si bien todos los análisis sobre las estaciones GNSS propuestas permiten determinar la cantidad de artefactos atmosféricos presentes en los pares, los análisis serán más representativos cuanto más cerca del área de estudio se encuentren las estaciones GNSS. Esto se debe principalmente los posibles cambios en latitud y altura que afectan al contenido y comportamiento del IWV así como al ZTD (Capítulo 5.2 y 6.4). Si se toma como ejemplo el área de Domuyo, las estaciones se encuentran a más de 100 km de distancia. La estación ANTC se encuentra al Oeste de la Cordillera de los Andes, mientras que el área procesada se encuentra sobre la Cordillera, pero al Este de la divisoria de aguas. Las condiciones climáticas entre las dos áreas no son las mismas,

y, por lo tanto, un estudio basado en los datos de ANTC no es representativo de las condiciones sobre el Volcán Domuyo.

Por último, es importante mencionar que los análisis llevados a cabo se basaron en valores puntuales de ZTD, los cuales no son parejos a lo largo de las imágenes utilizadas. Adicionalmente, las conclusiones se realizaron en base a apreciaciones visuales, las cuales podrían estar condicionadas por el usuario. Es por ello que, en el Capítulo 8.2.2, se propone un análisis cuantitativo para determinar si los análisis de ZTD propuestos permitirán estudiar las componentes atmosféricas en los interferogramas.

8.2.2 Validación cuantitativa utilizando la red SIRGAS

Para validar los análisis planteados anteriormente en un modo cuantitativo, fue necesario identificar un parámetro estadístico que permita analizar la dependencia atmosférica de la fase. Para ello, se utilizó el coeficiente de correlación entre la fase y la altura, como indicador principal de la presencia de estratificación atmosférica. Por otro lado, se cuenta con valores de variación de ZTD entre las dos fechas que conforman un par interferométrico, por lo tanto, se buscó determinar si existe una relación entre los coeficientes de fase/altura con las variaciones de ZTD (ΔZTD). Esto se llevó a cabo mediante un nuevo índice de correlación, cuyo valor permitirá indicar si los análisis propuestos realmente permiten analizar la componente atmosférica de cada par.

Para este análisis se buscó utilizar procesamientos que posean estaciones SIRGAS dentro de las áreas procesadas, a fin de evitar que la zona estudiada y la estación GNSS se encuentren en zonas topográficas distintas y esto influya en los resultados. Es por ello que se utilizó nuevamente el área de San Juan, en su órbita descendente y se procedió a determinar los ΔZTD_{SIR} para cada par y el coeficiente de correlación fase/altura de cada interferograma. La tabla total de resultados puede encontrarse en el Anexo IV.

La Figura 119 muestra dos interferogramas cuyo coeficiente de correlación entre fase y altura es de -0.85 (par 45) y 0.92 (par 120). Si se calculan el ΔZTD_{SIR} en las estaciones UNSJ y CSLO (Tabla 14) para los pares propuestos, puede determinarse que sólo UNSJ presenta más de un ciclo de fase en ambos interferogramas, mientras que la cantidad de ciclos que le corresponde a CSLO no permitiría establecer la relación con la estratificación observada. Esto se debe a que la estación CSLO se encuentra a 2600 m y, de acuerdo con los gráficos de correlación, la estratificación se presenta, en

ambos casos, por debajo de los ≈ 2300 m. En estos ejemplos es posible determinar que, mientras que la estación CSLO no brinda información sobre la componente estratificada de la atmósfera (en base al índice de correlación total de la imagen), UNSJ presenta una marcada correlación entre la relación fase/altura y la variación de ZTD.

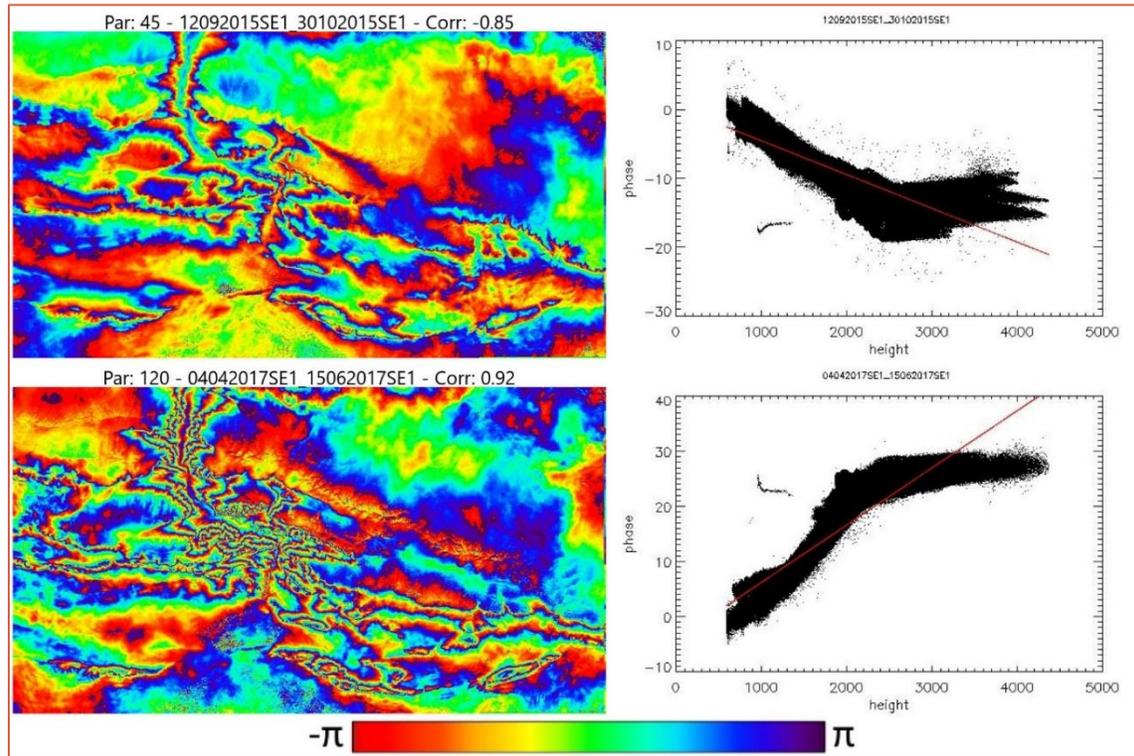


FIGURA 119: INTERFEROGRAMAS ESTRATIFICADOS DEL ÁREA DE SAN JUAN.

TABLA 14: RESUMEN DE DATOS PARA PARES INTERFEROMÉTRICOS 120 Y 45

Par	Master	Slave	CSLO		UNSJ		Fase/altura
			dZTD	ciclos	dZTD	ciclos	
120	4 04 2017	15 06 2017	1,363	0,2621	10,77	2,0712	0,92
45	12 09 2015	30 10 2015	-0,8752	0,1683	-7,8955	1,5184	-0,85

Un caso contrario se puede observar en los interferogramas 35 y 129 (Figura 120), donde los coeficientes de correlación son 0.18 y -0.41 respectivamente e indican que la correlación con la altura no es significativa. Esto se puede comprobar, adicionalmente, con las variaciones en ZTD de ambas

estaciones, las cuales representan menos de un ciclo de fase (Tabla 15) y se corresponde con lo observado en los interferogramas, ya que se ven “más limpios” que los de la Figura 119.

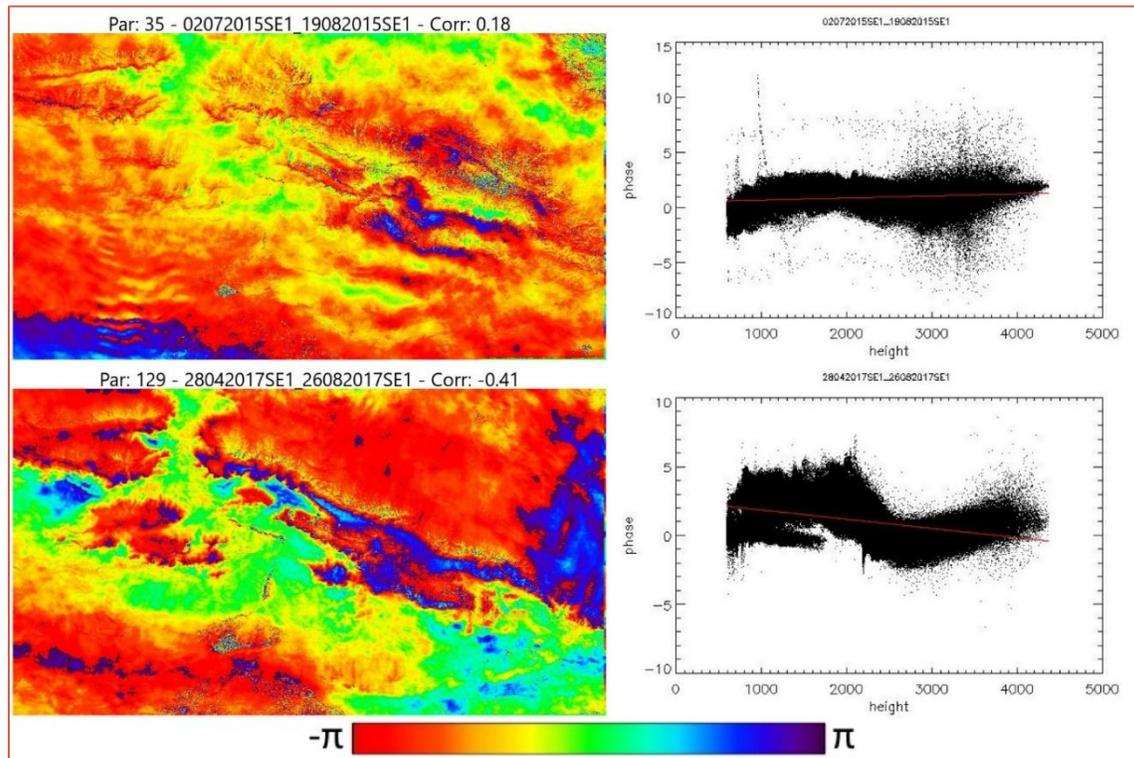


FIGURA 120: INTERFEROGRAMAS SIN ESTRATIFICACIÓN DEL ÁREA DE SAN JUAN.

TABLA 15: RESUMEN DE DATOS PARA PARES INTERFEROMÉTRICOS 35 Y 129

Par	Master	Slave	CSLO		UNSJ		Fase/altura
			dZTD	ciclos	dZTD	ciclos	
35	2 07 2015	19 08 2015	-0,5703	0,1097	-0,961	0,1848	0,18
129	28 04 2017	26 08 2017	2,206	0,4242	1,973	0,3794	-0,41

En el caso del par 129, es posible detectar tres regímenes a alturas definidas (2000, 2500 y 3000 m) presentando la mayor correlación entre los 2500 y 3000 m. A pesar de que este es un interferograma que no presenta mucha carga atmosférica (en comparación con otros pares), sí se presentan franjas de fase en la zona perteneciente al intervalo de alturas mencionado. En este par, el coeficiente de correlación no es representativo de la carga atmosférica a esas alturas. En los casos anteriores es posible analizar cómo las variaciones de ZTD entre dos fechas se corresponde con lo observado en la imagen, aunque no se encuentre representado por el indicador estadístico seleccionado. Si bien este coeficiente es el más utilizado, su determinación en una zona que presenta tanto llanura como montaña puede no estar representando la componente atmosférica de toda el área.

Finalmente, se determinaron los coeficientes de correlación entre la fase y la altura, y los ΔZTD_{SIR} de todos los pares interferométricos calculados y se determinó un nuevo índice de correlación para cada. Para la estación UNSJ, se obtuvo un índice igual a 0.84, lo cual indica que las variaciones de ZTD calculadas en ese sitio son representativas de la estratificación de los pares. Por otro lado, en la estación CSLO, el índice de correlación final fue igual a 0.47, lo cual no es concluyente. Este último caso debe ser analizado con detenimiento, ya que se mostró en los pares de la Figura 119 que la estratificación está presente hasta los 2300 m aproximadamente, pero el coeficiente considera la totalidad de alturas. Ante este escenario, CSLO quedaría descartada siendo que las variaciones de ZTD sí son representativas de lo que se observa en el gráfico de dispersión.

Para concluir, si bien las estaciones GNSS mostraron ser eficaces en la determinación de la carga atmosférica en cada par, el índice de correlación calculado a toda la imagen no siempre es representativo de la estratificación presente. Para continuar con los estudios sobre indicadores estadísticos que permitan analizar la componente atmosférica, se debe considerar el comportamiento del vapor de agua a diferentes alturas, especialmente cuando un interferograma presenta grandes variaciones topográficas, como el área de precordillera de San Juan.

8.3 Mediante datos meteorológicos in-situ

Los análisis realizados anteriormente fueron posibles gracias a la presencia de estaciones SIRGAS en cada una de las zonas procesadas, o en sus cercanías (200 km). Sin embargo, si sólo se cuenta con estaciones SIRGAS a más de 200 km el análisis podría incluir zonas climáticas distintas.

Este sería el caso del procesamiento de la zona Patagónica, donde la estación más cercana se encuentra (al momento de escribir esta tesis) a 400 km al oeste y sobre la Cordillera de los Andes, mientras que el procesamiento realizado se encuentra en las cercanías del Océano Atlántico. Si bien la Patagonia Argentina es considerada zona fría, el Oeste es húmedo, mientras que el Este es seco. Para casos como el mencionado anteriormente, se hace necesario establecer otra variable de análisis, que permita establecer cómo es el comportamiento del vapor de agua o el ZTD en la zona, ante la ausencia de estaciones GNSS.

Si bien siempre se puede contar con modelos atmosféricos, en esta tesis se ha probado que sus datos difieren de los determinados con otras técnicas, haciendo que sea necesaria una variable atmosférica medida en campo. Para la identificación de posibles reemplazos al ZTD o IWV, se utilizaron datos meteorológicos de sitios cercanos a estaciones SIRGAS. Estos datos fueron provistos por estaciones de radiosondeo, descargados desde el sitio web de la Universidad de Wyoming¹⁵, ya que estos instrumentos también brindan vapor de agua y la publicación de sus datos en formatos estándar, facilita el proceso de cálculo.

Con los datos de radiosondeo se realizó una correlación cruzada para el periodo 2014-2020, en 6 sitios de Argentina que cuentan con estación de radiosondeo y estación GNSS SIRGAS en un radio menor a 30 km (Figura 121). La Tabla 16 resume los datos y nombres de las estaciones utilizadas para este análisis. Las variables analizadas fueron:

- Presión atmosférica a nivel de la estación (PRES),
- Temperatura (TEMP),
- Humedad relativa (RELH),
- Punto de rocío (DWPT),
- Vapor de agua (IWV),
- ZTD_{SIR} (único producto troposférico SIRGAS utilizado en este análisis).

¹⁵ <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

TABLA 16: RESUMEN DE ESTACIONES SIRGAS Y RADIOSONDEOS UTILIZADAS

Estación	SIRGAS		Radiosondeos		Δ Altura [m]	Distancia [km]
	Altura [m]	ICAO	Altura [m]			
CHAC	77.95	SARE	52		25.95	10
MZAC	859.86	SAME	704		155.86	13
SRLP	223.83	SAZR	191		32.83	7
UCOR	746.83	SACO	474		272.83	34
IGM1	50.69	SAEZ	20		30.69	28
MA01	323.45	SAZN	271		52.45	6.3

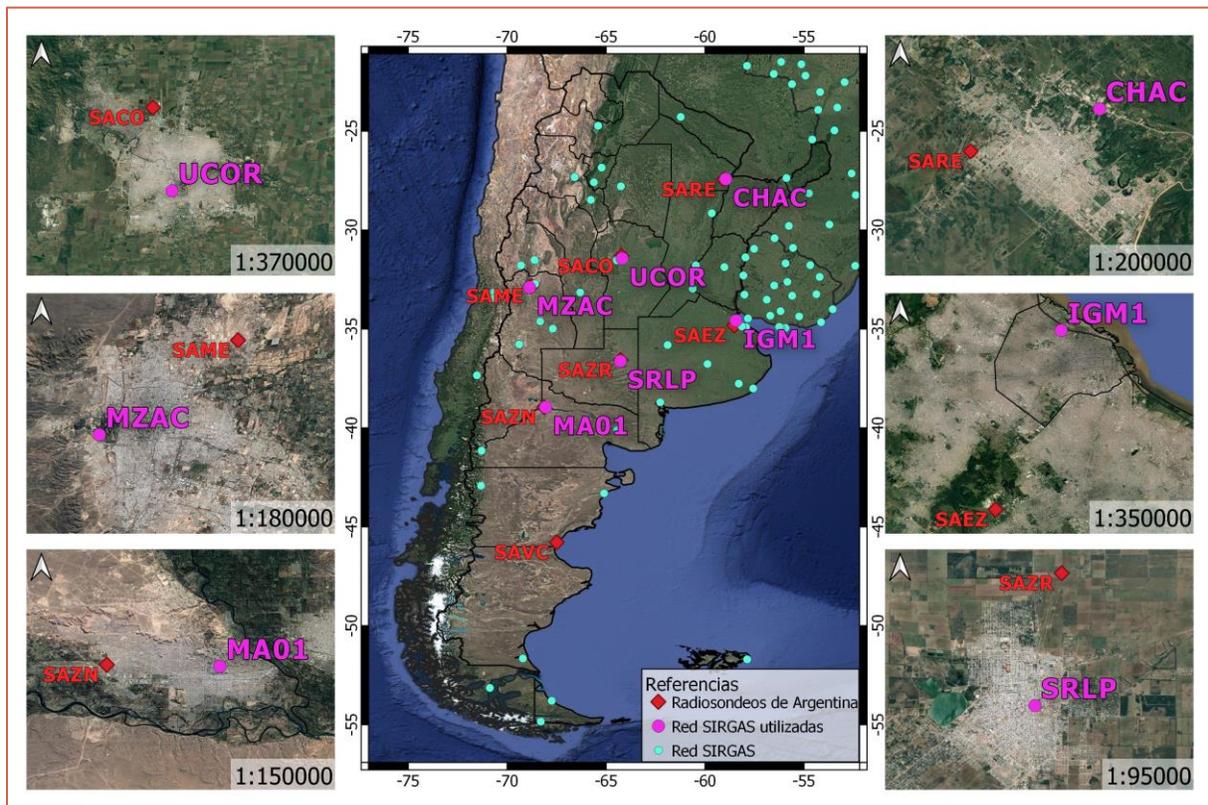


FIGURA 121: MAPA DE UBICACIÓN DE ESTACIONES SIRGAS Y RADIOSONDEOS, PARA ARGENTINA.

La Figura 122 muestra las matrices de correlación calculada para cada estación SIRGAS analizada. Como era esperado y como se ha ido mencionando en esta tesis, el Vapor de agua es la variable que más se relaciona con el ZTD, ya que es la responsable de los retardos generados en los caminos que recorren las señales electromagnéticas. Por otro lado, también se observa que el punto de rocío presenta coeficientes de correlación entre 0.67 y 0.75, en todas las estaciones, tanto para el ZTD como para el Vapor de agua. Como el punto de rocío está relacionado con la condensación del vapor de agua en el aire (Wallace, 2006), es esperado que tenga correlación con el vapor de agua y por lo tanto, con el ZTD. De este análisis se determina que ante la ausencia de estaciones GNSS que brinden valores de ZTD, es posible analizar series temporales de punto de rocío y poder establecer limitaciones temporales en la generación de pares interferométricos. La Figura 123 muestra la serie de tiempo del DWPT para el periodo 2014-2020 en las estaciones de radiosondeo seleccionadas. En ellas se puede ver, por comparación, que su comportamiento anual es igual al del ZTD.

Gracias a este análisis se probó que existen otras variables meteorológicas que pueden ser utilizadas a la hora de analizar la influencia atmosférica en interferometría diferencial SAR. De esta manera, aquellas zonas que no cuentan con estaciones SIRGAS en un determinado radio, pero sí una estación de radiosondeo (como la Patagonia Argentina), pueden utilizar los valores del punto de rocío para determinar aquellos periodos con máximo o mínimo valor de ZTD.

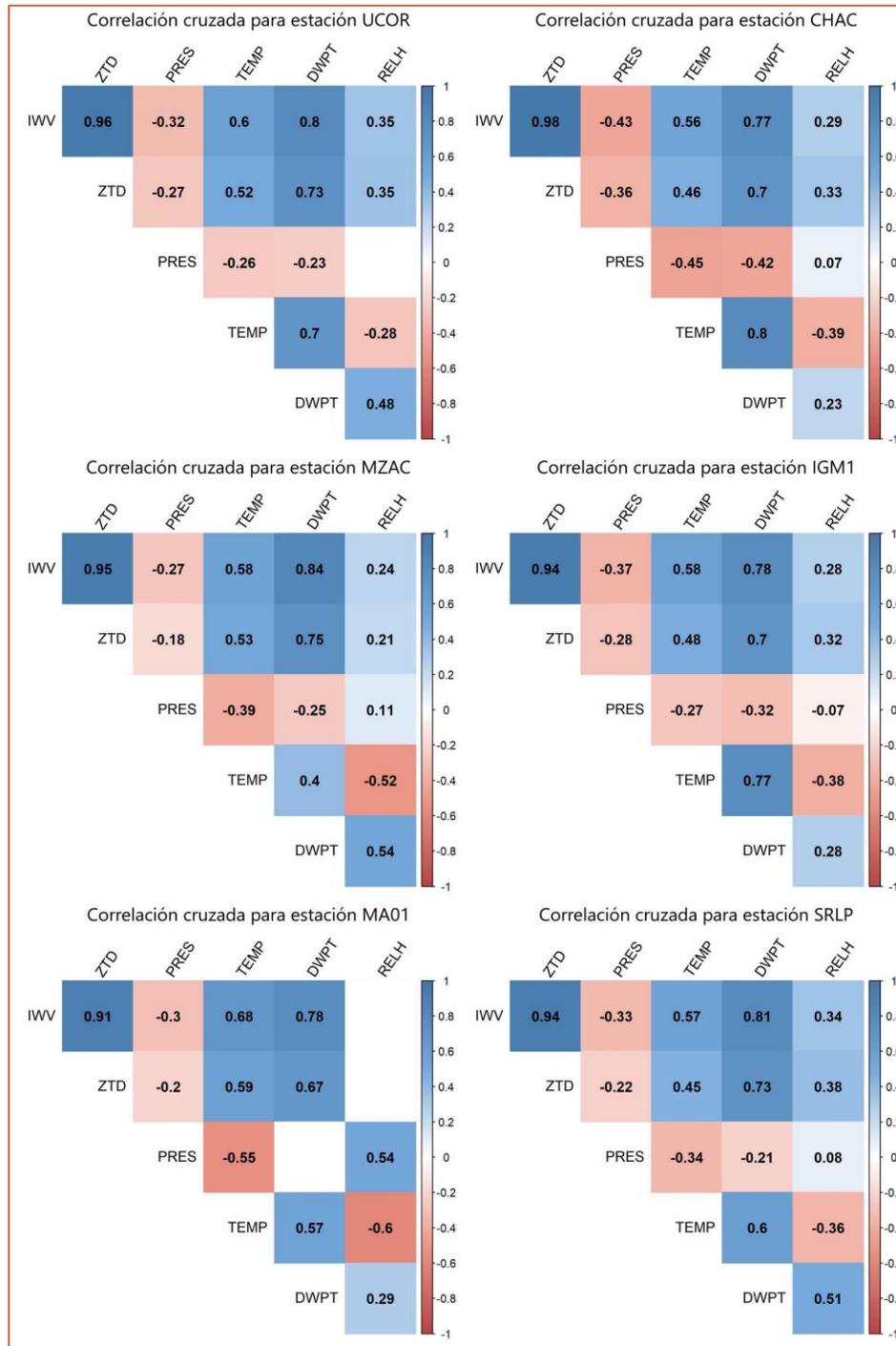


FIGURA 122: RESULTADOS DE LAS CORRELACIONES CRUZADAS ENTRE VARIABLES METEOROLÓGICAS DE RADIOSONDEO Y ZTD DE ESTACIONES SIRGAS.

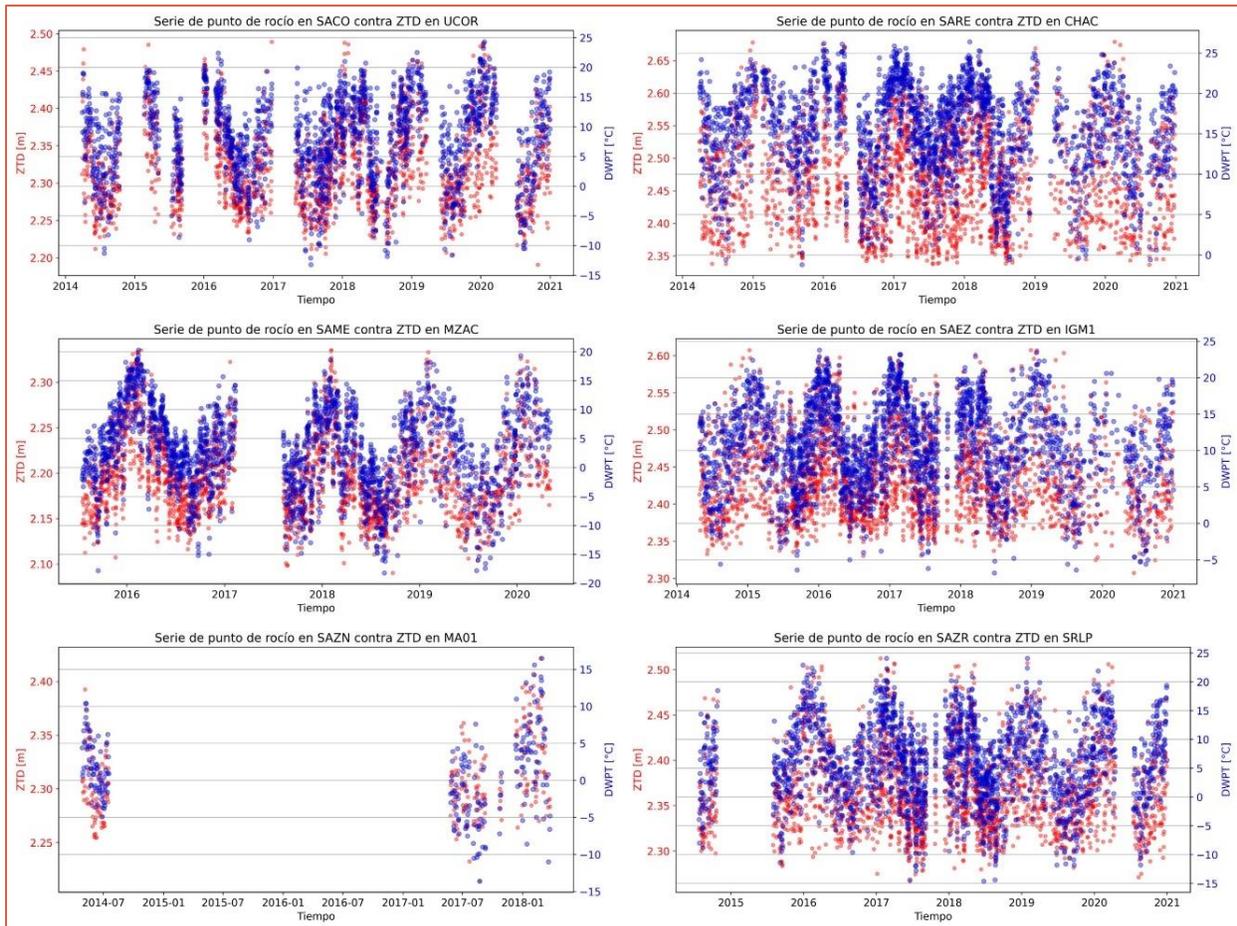


FIGURA 123: SERIE TEMPORAL PARA EL PUNTO DE ROCÍO EN ESTACIONES DE RADIOSONDEO (PUNTOS AZULES) CONTRA EL ZTD OBTENIDO DESDE GNSS (PUNTOS ROJOS)

8.4 Conclusiones

A lo largo de este capítulo se han propuesto diversos análisis a realizar para determinar cuál es la combinación de imágenes óptima para la minimización de la influencia de la atmósfera en los interferogramas ya que los modelos de corrección atmosférica siguen presentando limitaciones. Según la zona sobre la cual se trabaje, el flujo de procesamiento DInSAR requerirá del ingreso de parámetros que condicionen la generación de pares interferométricos, usualmente relacionados a evitar la decorrelación geométrica y temporal.

Si se toma como ejemplo los procesamientos de zonas áridas, como San Juan, sur de Perú y la Patagonia argentina, estas áreas permiten la generación de pares interferométricos con líneas de base temporales altas (mayores a 200 días), ya que la escasa cobertura del suelo se mantiene prácticamente inalterable a lo largo de ese período de tiempo. Sin embargo, 200 días equivalen a poco más de seis meses, por lo cual se estaría generando un par interferométrico entre dos fechas que contienen valores medios de ZTD distintos. Si bien en zonas áridas es factible la realización de un interferograma con 200 días, se debe considerar que la carga atmosférica será alta, por estar trabajando con imágenes adquiridas bajo condiciones climáticas muy distintas. Sin embargo, un interferograma generado con un año de diferencia también mantiene la coherencia de la zona y tendría un aporte atmosférico mínimo.

Por otro lado, en zonas como Colombia, cuyo clima tropical favorece el crecimiento de vegetación, las líneas de base temporal a elegir deben ser cortas ya que la pérdida de coherencia pasados los 30 días (o antes) es alta. Ante estos casos, la selección de criterios temporales para minimizar los efectos de decorrelación temporal favorecen la generación de pares interferométricos con baja influencia atmosférica.

Cabe mencionar que pueden darse casos en que los modelos atmosféricos no estén disponibles y el usuario no tenga posibilidad de aplicar correcciones atmosféricas. El método propuesto en este capítulo le permitirá generar interferogramas con el menor retardo troposférico diferencial, siempre que su set de imágenes se lo permita. Esto último es importante mencionar, ya que no todos los satélites SAR están pensados para tareas de interferometría y, por lo tanto, la disponibilidad de imágenes puede llegar a ser escasa. El usuario puede encontrarse con situaciones en que la cantidad de imágenes es baja (por ejemplo, 10 imágenes por año) debiendo priorizarse la generación de pares por sobre los criterios propuestos en esta tesis.

Finalmente se menciona que, si el usuario combina las imágenes de manera tal de asegurarse el menor contenido de ZTD en sus interferogramas, aún quedará por responder si es necesario o no, aplicar correcciones atmosféricas. Esta decisión dependerá de varios factores: cantidad y distribución de estaciones GNSS e imágenes SAR, regiones climáticas tanto de las estaciones como del área de estudio, radio de búsqueda de estaciones, topografía, entre otros. Por lo tanto, la decisión sobre las correcciones atmosféricas no será trivial y deberá analizarse con detenimiento.

Cada procesamiento tiene sus condiciones únicas, las cuales requieren que el usuario sea partícipe activo en cada etapa del procesamiento. Las correcciones atmosféricas no deberían aplicarse sin controles, ya que no todos los pares generados requerirán correcciones y en otros casos, la solución aplicada puede empeorar la presencia de franjas interferométricas. Es necesario contar con indicadores que establezcan cuáles son los pares que requieren correcciones atmosféricas y que, de ser necesario corregir, permitan evaluar la corrección aplicada.

Los análisis propuestos en este capítulo permitirán complementar los límites que ya se imponen a los procesamientos DInSAR, para que los pares a generar se realicen con la menor influencia atmosférica posible y lograr así disminuir la necesidad de aplicar correcciones, las cuales se ha mostrado que siguen teniendo limitaciones y no siempre ofrecen soluciones al problema.

9 Conclusiones finales

El objetivo principal de este capítulo es destacar los logros obtenidos en base al cumplimiento de los objetivos planteados originalmente. Se detallarán las conclusiones de mayor relevancia del trabajo de tesis realizado, así como sus fortalezas y limitaciones, para luego plantear las futuras líneas de investigación.

9.1 Capítulo 5: Sobre los aportes al cálculo y análisis de IWV

En este capítulo se analizaron series temporales de IWV calculadas en base a los retardos troposféricos de la red SIRGAS. Se han utilizado los ZTD de 318 estaciones GNSS pertenecientes a la red SIRGAS-CON (82% de la red), que disponían de al menos 3 años de parámetros para el período 2014-2018. En base a cada serie temporal, se calcularon indicadores estadísticos como la media, amplitud y desviación estándar. Fueron calculados también los horarios donde el IWV alcanza sus picos máximos y mínimos a lo largo de un día.

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 ($\phi = \pm 7^\circ$) presentan baja variabilidad anual, determinada en base a su desvío estándar (entre 4 y 8 kg/m²). Esto indica que el contenido de vapor de agua mantiene cierta estabilidad a lo largo del año.
- A medida que la latitud aumenta ($7^\circ < \phi < 50^\circ$), 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 ($\phi < -50^\circ$), 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).

Del análisis espacial de valores medios del IWV, se pudo determinar que 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. A su vez, el mapa de valores medios de IWV obtenido fue comparado con las zonas climáticas determinadas por Peel et al. (2007), permitiendo identificar concordancias entre regiones. Los rangos de valores medios junto a las clases climáticas se resumen en la Tabla 17.

TABLA 17: RESUMEN DE VALORES MEDIOS DE IWV Y SU DESVÍO ESTÁNDAR DE ACUERDO A LA REGIÓN CLIMÁTICA

Clase	Rango de IWV medio [kg/m ²]	Desvío estándar [kg/m ²] (*)	Región
A: Tropical	19 - 43	2.6 - 6.2	Este de Colombia y Ecuador Norte de Perú
	43 - 59	6.2 - 9.3	Norte de Colombia y Brasil Caribe
	19 - 59	9.3 - 11.6	Sur de México Costa Rica - Nicaragua Centro sur de Brasil
	31 - 43	11.6 - 16.9	Centro Sur de Brasil
B: Árido	31 - 43	6.2 - 9.3	Centro Este de Brasil
	7 - 19	6.2 - 11.6	Costa del Pacífico Centro oeste de Argentina
C: Templado	7 - 19	2.6 - 6.2	Norte Oeste de Ecuador Sur de Perú Centro oeste de Bolivia Sur de Chile
	19 - 31	9.3 - 11.6	Sur de Brasil Uruguay Centro Este de Argentina
	19 - 31	11.6 - 16.9	Sur de Brasil Norte de Uruguay Norte de Argentina
	7 - 19	2.6 - 6.2	Antártida

(*) No mostrado en esta tesis.

Si bien los valores medios de IWV han sido concluyentes principalmente para la Clase A, estos son resultados prometedores en cuanto al aporte de los productos troposféricos de la red SIRGAS en la climatología, los cuales mejorarán con las futuras densificaciones de la red.

Las conclusiones previamente descritas fundamentan el cumplimiento de los objetivos 1 y 2, con lo que se ha logrado definir una estrategia de cálculo del IWV desde observaciones GNSS y se analizó su variabilidad espacio temporal sobre la región desde sus series temporales.

Los análisis plasmados en este capítulo han sido los primeros en ser realizados en base a los productos troposféricos de la red SIRGAS-CON, por lo que son resultados innovadores para la comunidad geodésica de América Latina. Los valores horarios de IWV en cada estación, junto con indicadores estadísticos podrán ser consultados públicamente vía web. Se espera poder cumplir con esta meta durante el 2022.

9.2 Capítulo 6: Sobre los aportes al cálculo y análisis del ZTD

En este capítulo se comienza detallando la metodología utilizada para obtener el ZTD desde las redes geodésicas de GNSS y se propone un modelo de cálculo de ZTD mediante el uso del modelo atmosféricos ERA5. Para ello, se aplicó el camino inverso al utilizado para determinar IWV en base al ZTD de GNSS, cuyas constantes de refractividad y temperatura media se encuentran ajustadas y validadas para toda América Latina. La validación de los valores calculados fue realizada con los ZTD de estaciones SIRGAS, para el año 2018, y se encontró que:

- 304 sitios GNSS poseen diferencias entre ± 1.5 cm y, de ellas, 228 presentan una desviación estándar entre +1.3 y +2.2 cm.
- 53 estaciones presentan diferencias cuyos valores se encuentran entre 1.5 y 4.5 cm con desviaciones estándar menores a 4 cm. 36 de ellas se encuentran ubicadas en sitios de altura (sobre la Cordillera de los Andes).
- Sólo 6 sitios tienen diferencias negativas entre -4.5 y -1.5 cm.

Estas variaciones se asociaron a la diferencia existente entre la superficie de referencia utilizada en ERA5 para la determinación de sus variables meteorológicas, con respecto a otras superficies. Estas diferencias pueden superar los 1000 metros, lo que implica variaciones de ZTD superiores a los 5 cm.

Por otro lado, se pudo determinar mediante series temporales de ZTD, que el comportamiento periódico de esta variable es igual al del IWV para un sitio, presentando picos de máximo y mínimo retardo en las mismas épocas. También se observó el mismo comportamiento con respecto a variables geográficas como altura y latitud.

En este capítulo, la principal conclusión fue probar que el modelo ERA5, referido al nivel de superficie, puede ser utilizado para la determinación de los retardos que sufre la señal a causa de la presencia de vapor de agua troposférico. Esto permite principalmente que en aquellas áreas sin estaciones GNSS se pueda disponer de valores de retardo troposférico para aplicaciones satelitales o estudios atmosféricos. De esta manera, se cumple con el objetivo número 3 planteado en este proyecto, relacionado al análisis de la variabilidad del retardo troposférico, sobre las estaciones GNSS de la red SIRGAS.

9.3 Capítulo 7: Sobre los aportes al uso de ZTD como corrección atmosférica en DInSAR

Este capítulo es la aplicación del Capítulo 6 destinado a la generación de correcciones atmosféricas en DInSAR. Para ello se utilizaron cinco procesamientos interferométricos en áreas de diversas condiciones climáticas y topográficas. Mediante el uso del método de interpolación ITD se realizaron 3 pruebas con 3 sets de datos distintos. Los resultados obtenidos son:

- En base al ZTD de SIRGAS: Se pudieron calcular mapas de ZTD, aunque se encontraron limitaciones como:
 - Se requiere un mínimo de 3 estaciones para poder aplicar el método ITD.
 - Cada estación puede tener datos faltantes para una fecha y hora.
 - La distribución espacial no siempre es pareja, por lo que los resultados de ZTD pueden estar sesgados a una zona climática diversa a la procesada.
 - Los radios de búsqueda muy grandes (ej. 200 km) pueden generar que se incluyan estaciones en áreas geográficas muy diversas 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 + ZTD SIRGAS: En los mapas finales de ZTD se pudieron encontrar artefactos atribuibles al propio método de interpolación, lo que genera

“manchas” en los mapas diferenciales de ZTD. Este efecto incorpora nuevos artefactos a los interferogramas, por lo que 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_{SIRGAS} y luego una combinación que priorice el uso de datos in-situ (SIRGAS en este caso).

- En base al ZTD calculado en base a ERA5: Se pudieron calcular exitosamente mapas de ZTD para todas las fechas en todas las áreas analizadas. Estos mapas de ZTD fueron validados mediante el ZTD del servicio GACOS y los datos de ZTD de SIRGAS. Se concluyó que:
 - Los mapas de ZTD_{ERA5} , difieren del ZTD del servicio GACOS en el orden de los ± 1 cm y con respecto a SIRGAS en el orden de los ± 0.5 cm.
 - Las diferencias son prácticamente parejas a lo largo de toda la imagen, lo cual no resulta relevante en interferometría, por tratarse de diferencias relativas y no absolutas.
 - Al ser las diferencias entre el ZTD_{GACOS} y ZTD_{ERA5} iguales con respecto a SIRGAS, se determina 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 de los interferogramas seleccionados.

Se determinó también, en lo que respecta a las diferencias horarias entre los datos SAR y los de ZTD tanto de ERA5 como de SIRGAS, que la variación media del ZTD en el lapso de una hora puede ser menor a 0.5 cm, con desviaciones estándar menores a 2 mm, en toda el área calculada. Como esta variación es menor al error de determinar ZTD mediante GNSS, se concluye que los mapas de ZTD pueden calcularse utilizando los retardos determinados a la hora más cercana a la adquisición de las imágenes. Sin embargo, esto es válido para zonas que presentan una baja variabilidad diaria de IWV (entre 7.5 y 17.4 kg/m³), siendo necesario analizar cómo cambia esta variable en otras zonas a procesar.

Si bien los interferogramas fueron correctamente corregidos, aún se sigue presentando una limitación en la corrección de la componente turbulenta observada. Como se mencionó en el Capítulo 4.2, los efectos turbulentos son cuasi-aleatorios y por lo tanto, más difíciles de modelar en comparación con los efectos estratificados, los cuales son en función de la altura del lugar. Ante esto se menciona, que las correcciones atmosféricas pueden corregir correctamente la estratificación,

pero no así la turbulencia. Por otro lado, es necesario mencionar que las correcciones atmosféricas se aplican sin evaluaciones de rendimiento y en otros casos, se sigue dependiendo de la observación, por lo que es necesario seguir estudiando indicadores que permitan establecer si un interferograma fue correctamente corregido.

Finalmente, se evaluó el rendimiento de las correcciones atmosféricas calculadas en una serie de tiempo de deformación, en la cual se observa una notable disminución de la componente periódica que genera el vapor de agua. Esto permitió observar un cambio en el comportamiento de la serie de deformación mediante una disminución de la pendiente de la recta de ajuste, con respecto a la serie sin corregir.

El principal aporte de este capítulo es, entonces, el uso por primera vez de los productos SIRGAS como cálculo y análisis de correcciones atmosféricas en DInSAR. Si bien esta red presenta limitaciones espaciales y temporales, se encuentra en constante crecimiento, por lo que 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.

De esta manera, se ha podido cumplir con el objetivo número 4 propuesto mediante la combinación de resultados obtenidos con GNSS y DInSAR. Esta combinación se llevó a cabo de dos maneras: por un lado, se pudieron generar mapas de ZTD en alta resolución, y por otro lado se utilizaron los valores de ZTD_{GNSS} para validar otras correcciones atmosféricas. Por lo dicho anteriormente, la técnica DInSAR se ha visto beneficiada por los productos troposféricos de la red SIRGAS.

9.4 Capítulo 8: Sobre la minimización de efectos atmosféricos en DInSAR

En el capítulo 7 se probó que los mapas de ZTD generados en base al modelo atmosférico ERA5 permiten remover artefactos atmosféricos en DInSAR, pero la técnica sigue presentando limitaciones al modelar las condiciones turbulentas de la atmósfera al momento de cada adquisición. Es por esto que en este capítulo se planteó una metodología que permite determinar una combinación óptima de pares de imágenes que garantice la menor afectación por atmósfera en los interferogramas.

El método propuesto se basa en el conocimiento de la variabilidad del ZTD, por lo cual se requiere contar con series temporales de ZTD ubicadas en el área de estudio, como las provistas por

las redes GNSS. Se ha probado que las diferencias de ZTD calculadas en estaciones GNSS entre las fechas que conforman un interferograma se traducen en un determinado número de franjas de fase, pudiendo ser superior a 2 ciclos. En base a las pruebas realizadas, se determinó que:

- Si se cuenta únicamente con las series temporales de ZTD, es posible determinar las épocas que deberían evitarse. De esta manera, el retardo presente en una fecha se compensará con el correspondiente a la otra. La magnitud de las diferencias en ZTD dependerán de la zona a estudiar, tal como se analizó en la sección 5.2.4.2.
- Si se tiene acceso a los valores de ZTD, es posible calcular la diferencia de dicha variable entre todas las fechas posibles a combinar, y de ellas seleccionar aquellos pares en los cuales la variación de ZTD sea la más cercana a 0 posible.
- Si no se contara con estaciones GNSS, es posible analizar las series temporales del Punto de roció, pero sólo a fines de conocer las épocas que deberían ser evitadas.

Por otro lado, se pudo diferenciar cómo es la componente atmosférica según los sensores utilizados. Se compararon interferogramas obtenidos con banda C (longitud de onda de 5.2 cm, como Sentinel-1) contra aquellos en banda L (longitud de onda 23 cm, como SAOCOM), ya que los retrasos generados por el vapor de agua equivalen a menos ciclos de fase a medida que la longitud de onda aumenta. En este sentido, sensores como SAOCOM presentarán menor carga atmosférica que Sentinel-1.

De los análisis realizados se desprende también que, el índice de correlación (ampliamente utilizado para analizar la dependencia atmosférica con la altura en la fase desenrollada) no siempre es representativo de las condiciones atmosféricas que indican las estaciones GNSS. Por lo tanto, se recomienda restringir su uso como indicador de las condiciones atmosféricas observadas en el interferograma. Si se decide utilizar este indicador, es necesario contar con el apoyo el correspondiente gráfico de dispersión entre la fase y la altura, el cual brindará información complementaria al mencionado índice.

El aporte principal de este capítulo es proponer una metodología de generación de interferogramas basado en estudios climatológicos de una zona. Dentro de las ventajas que tendría la aplicación operativa de este método se pueden mencionar:

- Generación de interferogramas con mínima contenido de ZTD.

- Remoción de efectos periódicos en las series temporales de deformación generadas por el vapor de agua.
- Minimización de la necesidad de aplicar correcciones atmosféricas.
- Disminución de cantidad de franjas interferométricas a causa de la atmósfera para optimizar el desenrollado de fase.

De esta manera se cumple el objetivo final, en el cual se identificó un método para la disminución de la carga atmosférica en DInSAR, gracias al aporte de los productos troposféricos de SIRGAS. Este método también permite darle un valor agregado a los ZTD de SIRGAS ya que su uso en interferometría diferencial ha resultado novedosa e innovadora.

9.5 Limitaciones y trabajos a futuro

La limitación principal de este proyecto de tesis se basó en la búsqueda de indicadores que permitan establecer si un interferograma fue bien o mal corregido. Mediante la revisión bibliográfica se determinó que los indicadores más utilizados se basan en parámetros estadísticos que no siempre brindan valores representativos de un área de estudio, siendo el más utilizado la correlación entre la fase y la altura.

Por otro lado, muchos de los indicadores propuestos para determinar el rendimiento de las correcciones se calculan en etapas avanzadas del procesamiento interferométrico (luego del desenrollado de fase), mientras que las correcciones atmosféricas se aplican en etapas tempranas (inmediatamente después de la generación de interferogramas). Esto no resulta óptimo, ya que la etapa de desenrollado de fase es computacionalmente costosa, por lo que es recomendable que los interferogramas se encuentren corregidos por atmósfera, a fin de eliminar la mayor cantidad de ciclos de fase introducidos por ella. Por otro lado, se genera la necesidad de que el usuario tenga una participación activa en las correcciones a aplicar, siendo necesaria la interpretación visual de cada interferograma.

Por todo lo mencionado, el desarrollo de un método que garantice la minimización de la carga atmosférica presente en cada interferograma resulta novedoso y su desarrollo operativo se ha proyectado en un plan posdoctoral. Será necesario realizar un análisis que permita establecer cuál o cuáles serán las mejores estaciones GNSS a analizar desde su punto de vista geográfico y climático según la zona de trabajo. Finalmente, será necesario desarrollar una metodología de triangulación de

imágenes que proponga combinaciones de fechas óptimas para la generación de interferogramas. Será necesario contar con indicadores que permitan determinar si los interferogramas deberán ser corregidos o no y, en caso de que lo sean, que se establezca el posible rendimiento de dicha corrección.

Por otro lado, en lo que respecta al vapor de agua troposférico, es recomendable profundizar los estudios de las series temporales mediante análisis de señales que permitan caracterizar y modelar las series temporales de IWV. Esto servirá para mejorar las clasificaciones climáticas y avanzar en estudios de cambio climático sobre la región cubierta por estaciones GNSS de la red SIRGAS-CON.

10 Referencias

- 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(January), 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>
- Alshawaf, F., Hinz, S., Mayer, M., & Meyer, F. J. (2015). Constructing accurate maps of atmospheric water vapor by combining interferometric synthetic aperture radar and GNSS observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(4), 1391–1403. <https://doi.org/10.1002/2014JD022419>
- Askne, J., & Nordius, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22(3), 379–386. <https://doi.org/10.1029/RS022i003p00379>
- Balbarani, S., Euillades, P. A., Euillades, L. D., Casu, F., & Riveros, N. C. (2013). Atmospheric corrections in interferometric synthetic aperture radar surface deformation. *Advances in Geosciences*, 35, 105–113. <https://doi.org/10.5194/adgeo-35-105-2013>
- Bekaert, D., Hooper, A., & Wright, T. J. (2015). A spatially variable power law tropospheric correction technique for InSAR data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2, 1–12. <https://doi.org/10.1002/2014JB011557.A>
- Bekaert, D., Walters, R., Wright, T., Hooper, A., & Parker, D. (2015). Statistical comparison of InSAR tropospheric correction techniques. *Remote Sensing of Environment*, 170, 40–47. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.08.035>
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., & Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792>
- Berg, H. (1948). *Allgemeine Meteorologie: Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Dümmler's Verlag.
- Berrada Baby, H., Golé, P., & Lavernat, J. (1988). A model for the tropospheric excess path length of radio waves from surface meteorological measurements. *Radio Science*, 23(6), 1023–1038. <https://doi.org/10.1029/RS023i006p01023>
- 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>

- 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. *Annales Geophysicae*, 34(7), 623–639. <https://doi.org/10.5194/angeo-34-623-2016>
- Black, H. D. (1978). An easily implemented algorithm for the tropospheric range correction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4). <https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01825>
- 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>
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., & Schuh, H. (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7). <https://doi.org/10.1029/2005GL025546>
- Boehm, J., Werl, B., & Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(2). <https://doi.org/10.1029/2005JB003629>
- 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>
- Borengasser, M., Hungate, W. S., & Watkins, R. (2007). *Hyperspectral Remote Sensing* (First). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781420012606>
- 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. In *International Association of Geodesy Symposia* (Vol. 142, pp. 147–154). https://doi.org/10.1007/1345_2015_6
- Calori, A., Santos, J. R., Blanco, M., Pessano, H., Llamedo, 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). *Atmospheric Research*, 176–177, 267–275. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.03.002>
- 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>

- Cao, Y., Li, Z., & Amelung, F. (2019). Mapping ground displacement by a multiple phase difference-based InSAR approach: with stochastic model estimation and turbulent troposphere mitigation. *Journal of Geodesy*. <https://doi.org/10.1007/s00190-019-01248-8>
- Cavalié, O., Doin, M. P., Lasserre, C., & Briole, P. (2007). Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *112*(3), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006JB004344>
- Chaabane, F., Avallone, A., Tupin, F., Briole, P., & Maitre, H. (2003). Correction of local and global tropospheric effects on differential SAR interferograms for the study of earthquake phenomena. *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)*, *5*(February), 3199–3201. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1294728>
- Chahine, M. T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate. In *Nature* (Vol. 359, Issue 6394). <https://doi.org/10.1038/359373a0>
- Chao, C. (1972). A model for tropospheric calibration from daily surface and radiosonde balloon measurement. In *JPL Technical Memorandum, 350-391*, pp 16.
- Cigna, F., Bianchini, S., & Casagli, N. (2013). How to assess landslide activity and intensity with Persistent Scatterer Interferometry (PSI): The PSI-based matrix approach. *Landslides*, *10*(3), 267–283. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0335-7>
- 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>
- Cioce, V., Martínez, W., Mackern, V., Pérez, R., & de Freitas, S. (2018). *SIRGAS: reference frame in Latin America*. 6–10. <https://mycoordinates.org/pdf/jun18.pdf>
- Cong, X., Bals, U., Gonzalez, F. R., & Eineder, M. (2018). Mitigation of tropospheric delay in SAR and InSAR using NWP data: Its validation and application examples. *Remote Sensing*, *10*(10), 1–21. <https://doi.org/10.3390/rs10101515>
- Copernicus Climate Change Service (C3S). (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. *Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS)*, Accessed 2018-05-04.
- Darvishi, M., Cuozzo, G., Bruzzone, L., & Nilfouroushan, F. (2020). Performance Evaluation of Phase and Weather-Based Models in Atmospheric Correction with Sentinel-1 Data: Corvara Landslide in the Alps. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2020.2969726>
- 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>

- Dong, J., Zhang, L., Liao, M., & Gong, J. (2019). Improved correction of seasonal tropospheric delay in InSAR observations for landslide deformation monitoring. *Remote Sensing of Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111370>
- 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>
- ECMWF. (2016a). *ECMWF IFS CY41r2 High-Resolution Operational Forecasts. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory*. <https://doi.org/https://doi.org/10.5065/D68050ZV>
- ECMWF. (2016b). IFS Documentation CY41R2 - Part IV: Physical Processes. *IFS Documentation CY41R2, March*, 213. <https://doi.org/10.21957/tr5rv27xu>
- Edlén, B. (1966). The refractive index of air. *Metrologia*, 2(2). <https://doi.org/10.1088/0026-1394/2/2/002>
- 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, 626710. <https://doi.org/10.1117/12.669490>
- Erasmus, D. A., & van Rooyen, R. (2006). A satellite survey of cloud cover and water vapor in northwest Africa and southern Spain. *Ground-Based and Airborne Telescopes*, 6267, 626710. <https://doi.org/10.1117/12.669490>
- Euillades, L., Euillades, P., Nogueroles, 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_P1-2019/Petro_SIN_public/Geoespacial.pdf
- Euillades, P. (2017). Interferometría de imágenes de radar y aplicaciones - Apuntes de Cátedra. *Instituto de Altos Estudios Espaciales Mario Gulich*.
- Favorskaya, M. N., & Jain, L. C. (2017). *Handbook on Advances in Remote Sensing and Geographic Information Systems* (Vol. 122). Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-52308-8>

- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000a). Analysis of Permanent Scatterers in SAR interferometry. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 2(February), 761–763. <https://doi.org/10.1109/igarss.2000.861695>
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2000b). Nonlinear subsidence rate estimation using permanent scatterers in differential SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(5 1), 2202–2212. <https://doi.org/10.1109/36.868878>
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). Permanent scatterers in SAR interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(1), 8–20. <https://doi.org/10.1109/36.898661>
- Fialko, Y., Simons, M., & Agnew, D. (2001). The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake, California, from space geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, 28(16). <https://doi.org/10.1029/2001GL013174>
- Franceschetti, G., & Lanari, R. (2018). *Synthetic Aperture Radar Processing*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780203737484>
- 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
- González, P. J., & Fernandez, J. (2011). Error estimation in multitemporal InSAR deformation time series, with application to Lanzarote, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(10), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2011JB008412>
- Gudmundsson, S., Sigmundsson, F., & Carstensen, J. M. (2002). Three-dimensional surface motion maps estimated from combined interferometric synthetic aperture radar and GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10). <https://doi.org/10.1029/2001jb000283>
- Haji Aghajany, S., & Amerian, Y. (2018). An investigation of three dimensional ray tracing method efficiency in precise point positioning by tropospheric delay correction. *Journal of the Earth and Space Physics*. <https://doi.org/10.22059/jesphys.2018.236885.1006913>
- Hanssen, R. F., Weckwerth, T. M., Zebker, H. A., & Klees, R. (1999). High-Resolution Water Vapor Mapping from Interferometric Radar Measurements. *Science*, 283(5406), 1297–1299. <https://doi.org/10.1126/science.283.5406.1297>
- Hanssen, R. F., Weinreich, I., Lehner, S., & Stoffelen, A. (2000). Tropospheric wind and humidity derived from spaceborne radar intensity and phase observations. *Geophysical Research Letters*, 27(12), 1699–1702. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1029/1999GL011012>
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis* (Vol. 2). Kluwer Academic Publishers. <https://doi.org/10.1007/0-306-47633-9>

- Heleno, S. I. N., Frischknecht, C., d'Oreye, N., Lima, J. N. P., Faria, B., Wall, R., & Kervyn, F. (2010). Seasonal tropospheric influence on SAR interferograms near the ITCZ - The case of Fogo Volcano and Mount Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 58(5), 833–856. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.013>
- Herring, T. A. (1992). Modeling of Atmospheric Delay in the Analysis Space Geodetic Data. *Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*, 36. <http://ncgeo.nl/downloads/36DeMunck.pdf#page=167>
- 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>
- Hopfield, H. S. (1969). Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *Journal of Geophysical Research*, 74(18), 4487–4499. <https://doi.org/10.1029/JC074i018p04487>
- Huerta, E., Mangiaterra, A., & Noguera, G. (2005). *GPS Posicionamiento Satelital* (1º). Universidad Nacional de Rosario. https://www.fceia.unr.edu.ar/gps/GGSR/libro_gps.pdf
- Isuani, N., Noguero, M., Aguilera, M., Sosa, G. J., Euillades, P., Euillades, L., & Rosell, P. A. (2017). Detection of crustal deformation in oilfields using DInSAR SBAS algorithm. *2017 XVII Workshop on Information Processing and Control (RPIC)*, 2017-Janua, 1–4. <https://doi.org/10.23919/RPIC.2017.8211647>
- Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of Atmospheric Modeling* (Second). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139165389>
- Jenks, G. F. (1967). The data model concept in statistical mapping. *International Yearbook of Cartography*, 7(1), 186–190.
- Jensen, J. R. (2014). Remote sensing of the environment: an earth resource perspective. In *British Library Cataloguing-in-Publication Data* (2nd ed., Vol. 1). Pearson Education India.

- Jiménez, R. M. R., Capa, Á. B., & Lozano, A. P. (2004). *Meteorología Y Climatología*. <https://cab.inta-csic.es/uploads/culturacientifica/adjuntos/20130121115236.pdf>
- Johnston, G., Riddell, A., & Hausler, G. (2017). The International GNSS Service. In *Springer Handbooks*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-42928-1_33
- Jolivet, R., Grandin, R., Lasserre, C., Doin, M. P., & Peltzer, G. (2011). Systematic InSAR tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17). <https://doi.org/10.1029/2011GL048757>
- Jung, J., Kim, D. J., & Park, S. E. (2014). Correction of atmospheric phase screen in time series InSAR using WRF model for monitoring volcanic activities. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 52(5), 2678–2689. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2264532>
- Kaplan, E., & Hegarty, C. (2006). *Understanding GPS: principles and applications* (Second). Better Corporate Reporting.
- Köppen, W. (1936). Das geographische System der Klimate. In W. Köppen & G. Geiger (Eds.), *Handbuch der Klimatologie* (pp. 1–44). Gebrüder Bornträger. http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/pdf/Koppen_1936.pdf
- Li, Z., Cao, Y., Wei, J., Duan, M., Wu, L., Hou, J., & Zhu, J. (2019). Time-series InSAR ground deformation monitoring: Atmospheric delay modeling and estimating. In *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.008>
- Liu, S., Hanssen, R. F., Samiei-Esfahany, S., Hooper, A., & Van Leijen, F. J. (2011). Separating Non-linear Deformation And Atmospheric Phase Screen (APS) For InSAR Time Series Analysis Using Least-Squares Collocation. *Fringe*. https://earth.esa.int/documents/10174/1573056/Separating_non-linear_deformation_APS_for_InSAR.pdf
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes. In *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-00348-6>
- 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>
- Luna, M. de los A., Rosell, P. A., Euillades, L., & Euillades, P. (2021). Análisis de deslizamientos en la Quebrada El Tala a través de Tecnologías de la Información Geográfica. *El Ojo Del Cóndor*, 25. <https://online.fliphtml5.com/iwdnh/qyrt/#p=1>
- Mackern, M. V., Mateo, M. L., Camisay, M. F., & Morichetti, P. V. (2020). Tropospheric Products from High-Level GNSS Processing in Latin America. In *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>
- Mastro, P., Serio, C., Masiello, G., & Pepe, A. (2020). The Multiple Aperture SAR Interferometry (MAI) Technique for the Detection of Large Ground Displacement Dynamics: An Overview. *Remote Sensing*, 12(7), 1189. <https://doi.org/10.3390/rs12071189>
- Mateus, P., Nico, G., & Catalão, J. (2013). Can spaceborne SAR interferometry be used to study the temporal evolution of PWV? *Atmospheric Research*, 119, 70–80. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.10.002>
- 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)
- Mendes, V. B., Prates, G., Pavlis, E. C., Pavlis, D. E., & Langley, R. B. (2002). Improved mapping functions for atmospheric refraction correction in SLR. *Geophysical Research Letters*, 29(10). <https://doi.org/10.1029/2001gl014394>
- Mitas, L., & Mitasova, H. (1999). Spatial interpolation. In *Geographical Information System* (Second Ed., Vol. 1, pp. 481–492). JOHN WILEY & SONS, INC. https://www.geos.ed.ac.uk/~gisteac/gis_book_abridged/files/
- Murray, K. D., Bekaert, D. P. S., & Lohman, R. B. (2019). Tropospheric corrections for InSAR: Statistical assessments and applications to the Central United States and Mexico. *Remote Sensing of Environment*, 232(July), 111326. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111326>
- NASA-JPL. (2013). *NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second number*. The Land Processes Distributed Active Archive Center. <https://doi.org/doi.org/10.5067/MEaSURES/SRTM/SRTMGL1N.003>
- Niell, A. E. (2001). Preliminary evaluation of atmospheric mapping functions based on numerical weather models. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(6–8). [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00087-4](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00087-4)
- Parker, A. L., Biggs, J., Walters, R. J., Ebmeier, S. K., Wright, T. J., Teanby, N. A., & Lu, Z. (2015). Systematic assessment of atmospheric uncertainties for InSAR data at volcanic arcs using large-scale atmospheric models: Application to the Cascade volcanoes, United States. *Remote Sensing of Environment*, 170, 102–114. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.09.003>

- Peel, M. C., Finlayson, B. L., & McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(5), 1633–1644. <https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007>
- Pepe, A., & Lanari, R. (2006). On the extension of the minimum cost flow algorithm for phase unwrapping of multitemporal differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9). <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.873207>
- 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(June 2020), 102882. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102882>
- Rosell, P. A., Euillades, L. D., & Euillades, P. A. (2019). Mitigation of atmospheric noise in DinSAR technique. *2019 18th Workshop on Information Processing and Control, RPIC 2019*. <https://doi.org/10.1109/RPIC.2019.8882133>
- 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>
- Sanchez, L. (2021). Reprocessing of the SIRGAS reference frame from January 2000 to December 2020. *SIRGAS Symposium*. <https://app.ign.gob.pe/simposio/wp-content/uploads/2021/10/Laura-Sanchez.pdf>
- Smith, E. K., & Weintraub, S. (1953). The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. *Proceedings of the IRE*. <https://doi.org/10.1109/JRPROC.1953.274297>
- Strahler, A. H. (1989). *Geografía Física* (3rd ed.). Ediciones OMEGA, S.A.
- Strang, G. (1988). *Linear Algebra And Its Applications* (4th ed., Vol. 30, Issue 1). Academic Press.
- 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>
- Tatarski, V. I., Silverman, R. A., & Chako, N. (1961). Wave Propagation in a Turbulent Medium. *Physics Today*, 14(12), 46–51. <https://doi.org/10.1063/1.3057286>
- Thayer, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9(10). <https://doi.org/10.1029/RS009i010p00803>
- 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>
- Tymofyeyeva, E., & Fialko, Y. (2015). Mitigation of atmospheric phase delays in InSAR data, with application to the eastern California shear zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(8), 5952–5963. <https://doi.org/10.1002/2015JB011886>
- Wadge, G., Zhu, M., Holley, R. J., James, I. N., Clark, P. A., Wang, C., & Woodage, M. J. (2010). Correction of atmospheric delay effects in radar interferometry using a nested mesoscale atmospheric model. *Journal of Applied Geophysics*, 72(2), 141–149. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2010.08.005>
- Wallace, J. H. P. (2006). Atmospheric Science. In *Dairy Science & Technology*, CRC Taylor & Francis Group (Issue June). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-00034-8>
- Wang, Y., Zhang, Y., Fu, Y. F., Li, R., & Yang, Y. J. (2016). A climatological comparison of column-integrated water vapor for the third-generation reanalysis datasets. *Science China Earth Sciences*, 59(2), 296–306. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-5183-6>
- Wei, J., Li, Z., Hu, J., Feng, G., & Duan, M. (2019). Anisotropy of atmospheric delay in InSAR and its effect on InSAR atmospheric correction. *Journal of Geodesy*. <https://doi.org/10.1007/s00190-018-1155-x>
- 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), 1–20. <https://doi.org/10.3390/rs13132527>
- Yao, Y., Zhang, B., Xu, C., & Chen, J. (2014). Analysis of the global Tm-Ts correlation and establishment of the latitude-related linear model. *Chinese Science Bulletin*, 59(19). <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0275-9>
- 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>
- Yu, C., Li, Z., Penna, N., & Crippa, P. (2018a). Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR (GACOS). *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 20(August 2017), 11007.

- Yu, C., Li, Z., Penna, N. T., & Crippa, P. (2018b). Generic Atmospheric Correction Model for Interferometric Synthetic Aperture Radar Observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(10), 9202–9222. <https://doi.org/10.1029/2017JB015305>
- Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1994). Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric Radar. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *32*(4). <https://doi.org/10.1109/36.298010>
- 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>

Anexo I

Se presenta el listado de fechas (En formato DDMMYYYY) de imágenes utilizadas en el procesamiento de San Juan y las estaciones que formaron parte del cálculo de los mapas de ZTD, expresados en metros, determinados con SIRGAS. Estos datos pertenecen al Capítulo 7 sección 2.1. El valor NaN (Not Available), indica a que la estación no presenta datos para esa fecha y hora (10 UTC)

Fechas	MZAE	UNSJ	MZAE	MZAC	CSLO	SANT	USCL	Con_Datos
23102014	2,33094	2,32373	NaN	NaN	1,80452	NaN	NaN	3
16112014	2,29239	2,25114	NaN	2,23358	1,77558	NaN	NaN	4
10122014	2,23721	2,24851	NaN	2,1756	1,76737	NaN	NaN	4
03012015	2,25776	2,22476	NaN	2,18816	1,72744	2,20725	NaN	5
27012015	2,3068	2,29592	NaN	2,25378	1,75206	2,24413	NaN	5
20022015	2,29508	2,27482	NaN	2,22519	1,75944	NaN	NaN	4
04032015	2,31678	2,2973	NaN	2,23373	1,74362	NaN	NaN	4
28032015	2,26152	2,23615	NaN	2,19617	1,75072	NaN	NaN	4
21042015	2,28672	2,28056	NaN	2,22678	1,77319	NaN	NaN	4
08062015	2,22201	2,20964	NaN	2,14376	1,69983	2,20705	NaN	5
02072015	2,22185	2,18817	NaN	2,15005	1,70997	2,20828	NaN	5
26072015	2,1965	2,16152	2,1799	2,1256	1,70843	2,17649	NaN	6
19082015	2,22115	2,19778	2,21639	2,15461	1,71568	2,15604	NaN	6
12092015	2,19858	2,17847	2,19352	2,13766	1,71259	2,17135	NaN	6
06102015	2,27794	2,25087	NaN	2,22093	1,73281	2,23282	NaN	5
18102015	2,23046	2,20595	NaN	2,16289	1,72228	2,18865	NaN	5
30102015	2,27634	2,25743	2,27742	2,2177	1,72134	2,23852	NaN	6
11112015	2,30246	2,28398	NaN	2,23426	1,75374	2,24089	NaN	5
05122015	NaN	2,34801	NaN	2,27596	1,80075	2,24472	NaN	4
17122015	2,26556	2,269	2,29462	2,1876	1,71429	2,21581	NaN	6
10012016	2,36272	2,33297	NaN	2,27058	1,76242	NaN	NaN	4
15022016	NaN	2,35831	NaN	2,25814	NaN	2,19135	NaN	3
27022016	NaN	2,24552	NaN	2,1944	1,72757	2,20733	NaN	4
22032016	2,23561	2,24786	NaN	2,18215	1,74482	2,19604	NaN	5
15042016	2,27048	2,22754	2,24442	2,17998	1,75968	2,30155	NaN	6
09052016	NaN	NaN	2,28314	2,21209	NaN	2,21093	NaN	3
02062016	2,24973	2,24922	2,24439	2,18009	1,73843	2,22914	NaN	6
20072016	NaN	NaN	2,22084	2,16659	NaN	2,22472	NaN	3

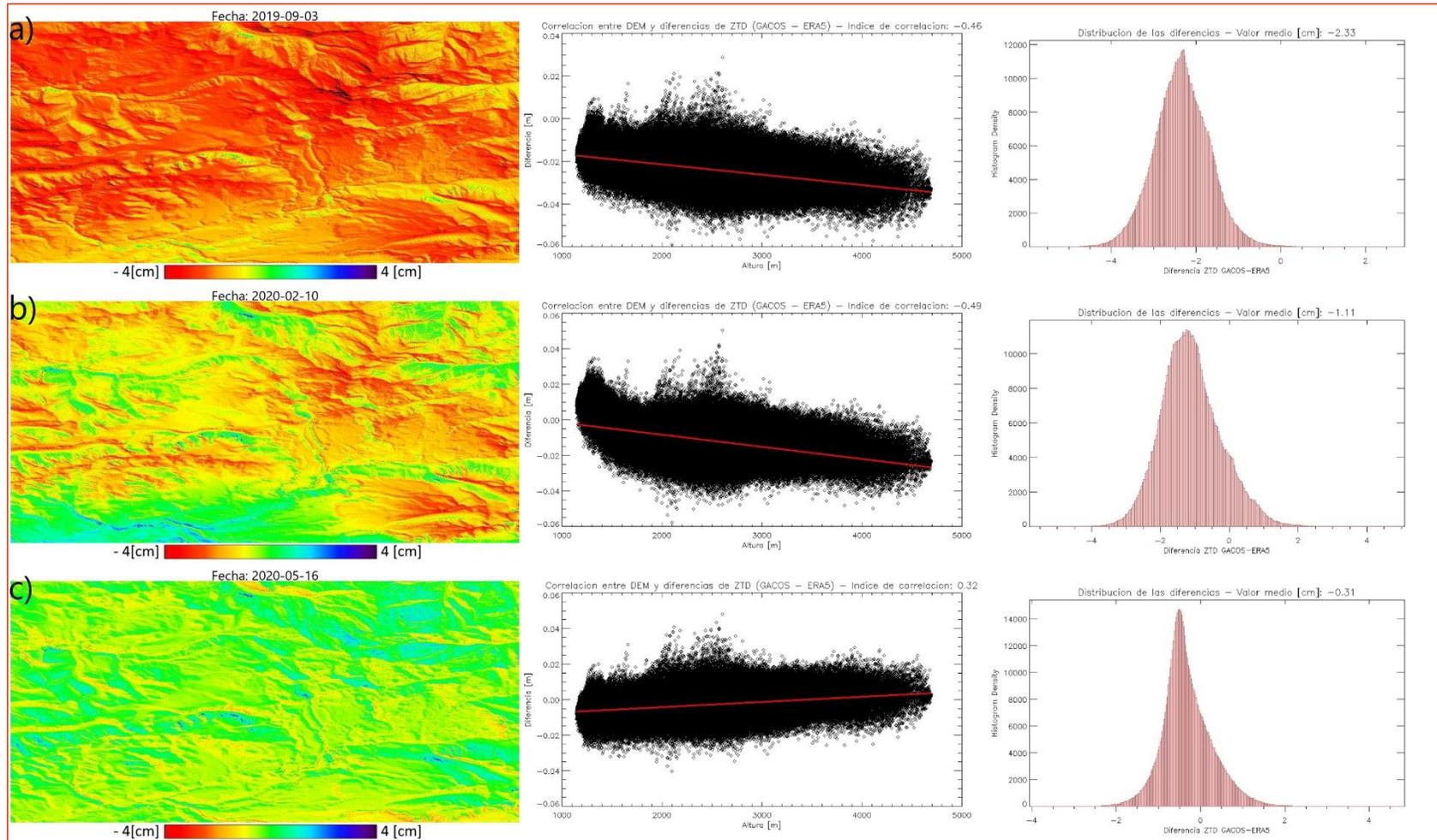
13082016	2,23262	2,20133	NaN	2,16466	1,73895	2,21109	NaN	5
18092016	2,26013	2,24559	NaN	2,19939	1,72595	2,17071	NaN	5
06102016	2,24061	2,23321	NaN	2,18609	1,73311	2,2208	NaN	5
30102016	NaN	NaN	NaN	2,20506	NaN	2,23653	NaN	2
23112016	2,29885	2,28975	NaN	2,23474	1,76127	NaN	NaN	4
17122016	2,28202	2,25719	NaN	2,21272	NaN	NaN	NaN	3
10012017	2,30392	2,31756	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	2
03022017	2,31175	2,25464	NaN	2,23023	1,73003	2,23369	NaN	5
27022017	2,32307	2,29638	NaN	NaN	1,74861	2,31718	NaN	4
11032017	2,23287	2,21231	NaN	NaN	1,71783	2,19655	NaN	4
23032017	2,29773	2,29167	NaN	NaN	1,77288	2,21408	NaN	4
04042017	2,30308	2,26259	NaN	NaN	1,71884	2,21868	NaN	4
16042017	2,363	2,33589	NaN	NaN	1,78033	NaN	NaN	3
28042017	2,23573	2,21958	NaN	NaN	1,72724	2,17339	NaN	4
10052017	2,28319	2,2546	NaN	NaN	1,73869	2,21702	NaN	4
22052017	2,22012	2,17934	NaN	NaN	1,71603	2,18016	NaN	4
03062017	2,23318	2,19844	NaN	NaN	1,71054	2,17435	NaN	4
15062017	2,19416	2,15489	NaN	NaN	1,70521	2,18462	NaN	4
27062017	2,28731	2,25539	NaN	NaN	1,73482	2,24819	NaN	4
09072017	2,21966	2,18851	NaN	NaN	1,7249	2,21223	2,27905	5
21072017	2,21488	2,18873	NaN	NaN	1,71916	2,17199	2,21767	5
02082017	2,2254	2,21149	NaN	NaN	1,73114	2,19243	2,24848	5
14082017	2,18354	2,15912	NaN	2,12121	1,70491	2,19593	2,24623	6
26082017	2,23732	2,19985	NaN	2,16118	1,70518	2,20729	2,25601	6
07092017	2,24536	2,20987	NaN	2,16833	1,72073	2,18759	2,22996	6
19092017	2,21109	2,17883	NaN	2,14148	1,71424	2,20756	2,25919	6
01102017	2,19103	2,17705	NaN	2,13391	1,69141	2,20935	2,25899	6
13102017	2,2331	2,22283	NaN	2,17157	1,73798	2,18889	2,2345	6
25102017	2,26568	2,23502	NaN	2,19247	1,7116	2,21927	NaN	5
06112017	2,31948	2,30358	NaN	2,23709	1,77353	2,24449	2,29931	6
18112017	2,2096	2,20497	NaN	2,14871	1,7357	2,21998	2,26799	6
30112017	2,27767	2,25928	NaN	2,21968	1,78666	2,21043	2,26562	6
12122017	2,27342	2,23661	NaN	2,18894	1,73076	2,23878	2,28635	6
24122017	2,25139	2,22998	NaN	2,16802	1,73508	2,21033	2,25332	6
05012018	2,29679	NaN	NaN	2,21368	1,7412	2,25897	2,32403	5
17012018	2,31848	NaN	NaN	2,25077	1,74135	2,21189	2,26132	5
29012018	NaN	NaN	NaN	2,26907	NaN	2,20013	2,24203	3
10022018	2,25667	2,24329	NaN	2,20394	1,7351	2,17962	2,21134	6
22022018	2,28528	2,30008	NaN	2,23027	1,78658	2,23252	2,27915	6
06032018	2,27231	2,27066	NaN	2,20841	1,76834	2,20146	2,24947	6

18032018	2,24026	2,20258	NaN	2,16383	1,70083	2,23011	2,27804	6
30032018	2,2607	2,23114	NaN	2,19776	1,74201	2,20365	2,24495	6
11042018	2,23838	2,16696	NaN	2,14107	1,71996	2,24118	2,28876	6
23042018	2,25542	2,25061	2,24279	2,19278	1,74211	2,19854	2,24716	7
05052018	2,29157	2,27744	2,28479	2,22175	1,74568	NaN	2,25039	6
17052018	2,21942	2,21614	2,21755	NaN	1,74919	2,1942	2,23819	6
29052018	2,26035	2,2229	2,24841	2,18397	1,73976	2,23936	2,2963	7
10062018	2,20906	2,16947	2,20942	2,14616	1,71874	2,17319	2,23769	7
22062018	2,19912	2,179	2,18312	2,12877	1,70014	2,16842	2,21019	7
04072018	2,2291	2,21693	2,2246	2,16239	1,71866	2,1933	2,24092	7
28072018	2,24907	2,20763	2,24555	2,1749	1,71041	2,19482	2,25202	7
09082018	2,22593	2,19849	2,2143	2,16427	1,73138	2,17366	2,21612	7
21082018	2,19086	2,16899	2,18322	2,12823	1,71041	2,15042	2,19914	7
02092018	2,22111	2,19963	NaN	2,16111	1,72684	2,19761	2,24611	6
14092018	2,25651	2,25191	2,25356	2,18396	1,74986	2,19347	2,24726	7
26092018	2,29275	2,23533	2,26498	2,2051	1,72752	2,2317	2,28317	7

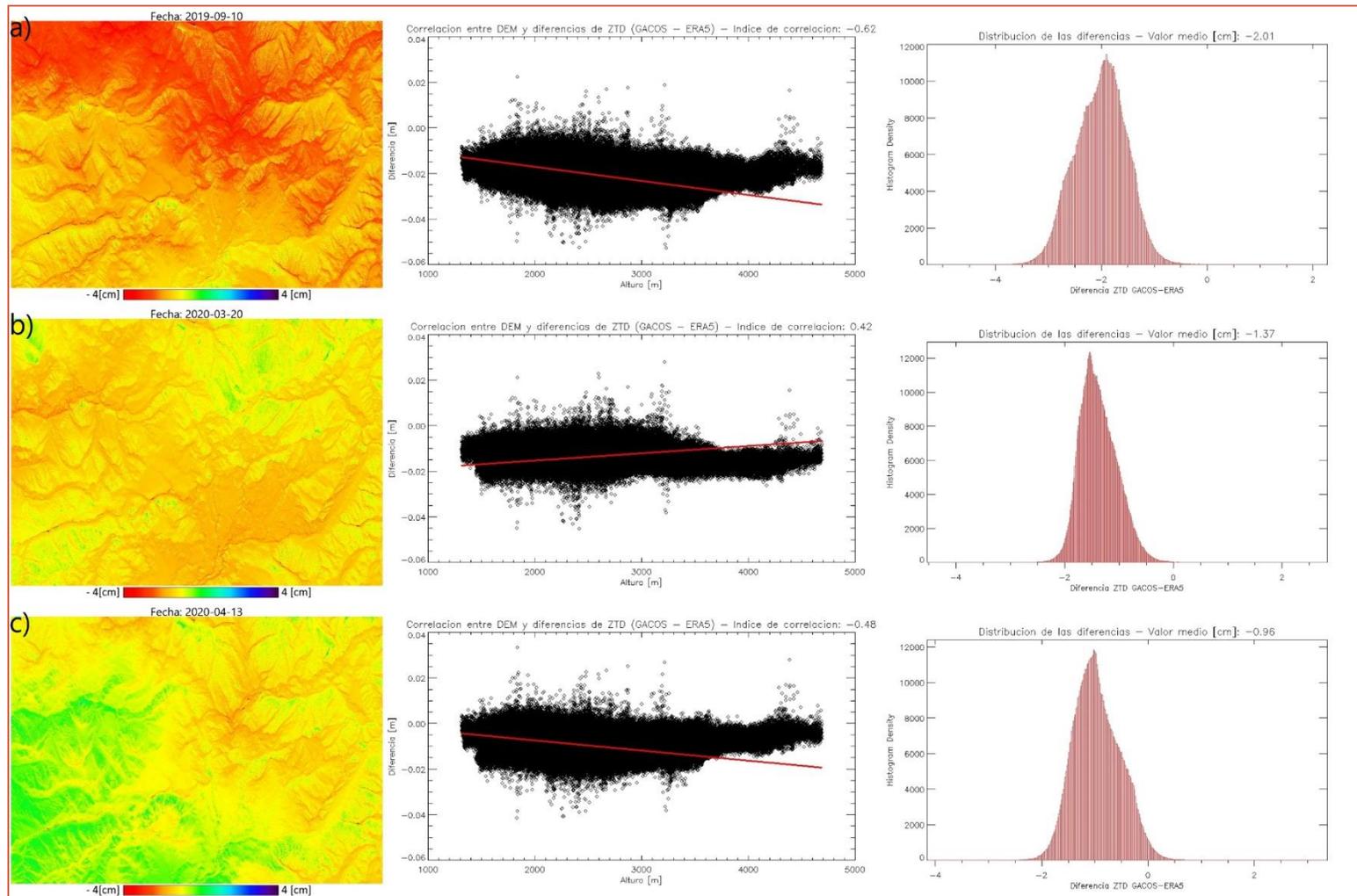
Anexo II

En este anexo se presentan las imágenes de las diferencias entre GACOS y ERA5 en alta resolución, indicadas en el Capítulo 7 sección 2.3.1 (izquierda). Las imágenes centrales corresponden al gráfico de correlación entre la altura (DEM) y la variación de ZTD. Finalmente, la imagen derecha, corresponde al gráfico de distribución de las diferencias.

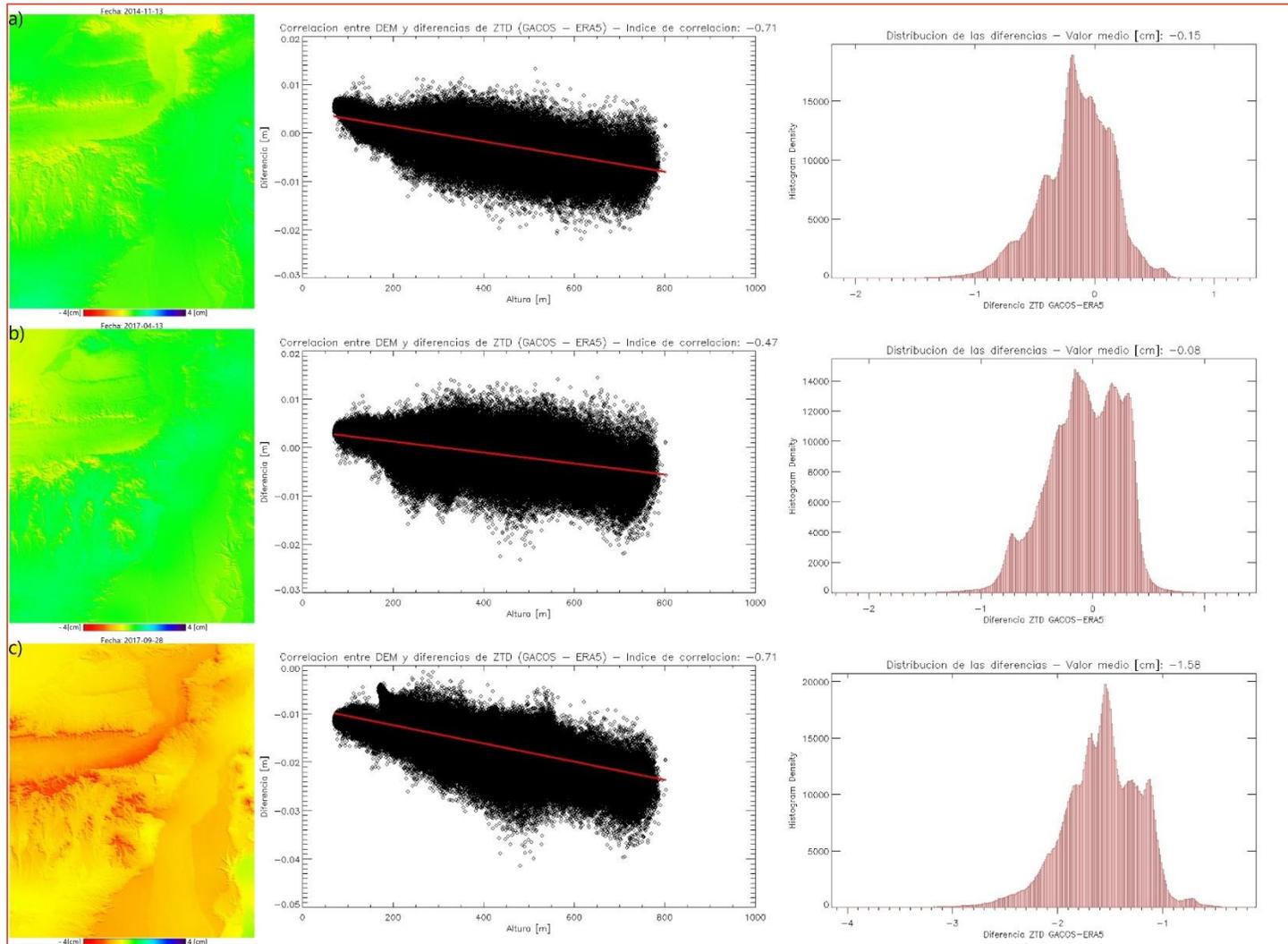
Domuyo_SAOCOM



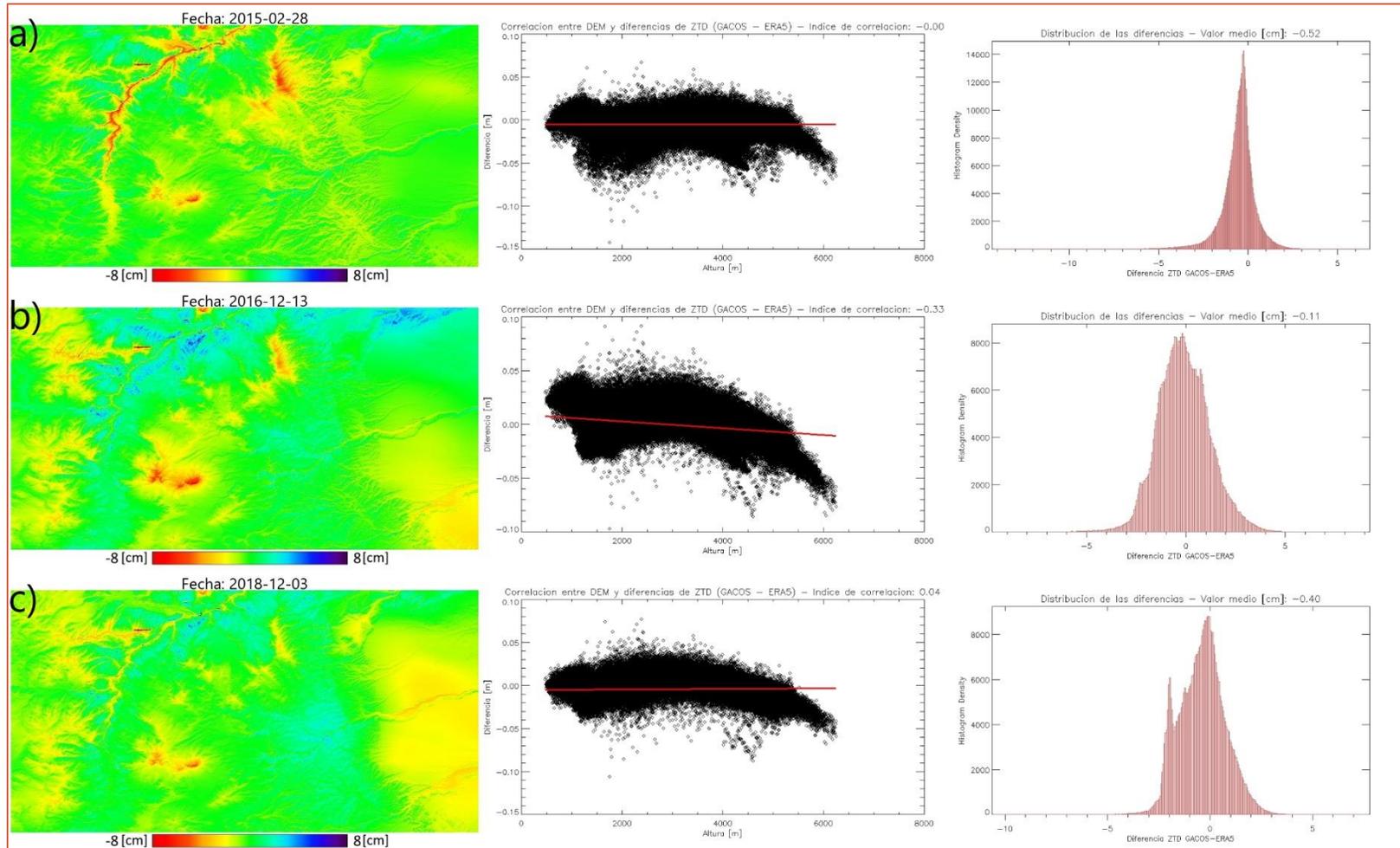
Domuyo_SENTINEL



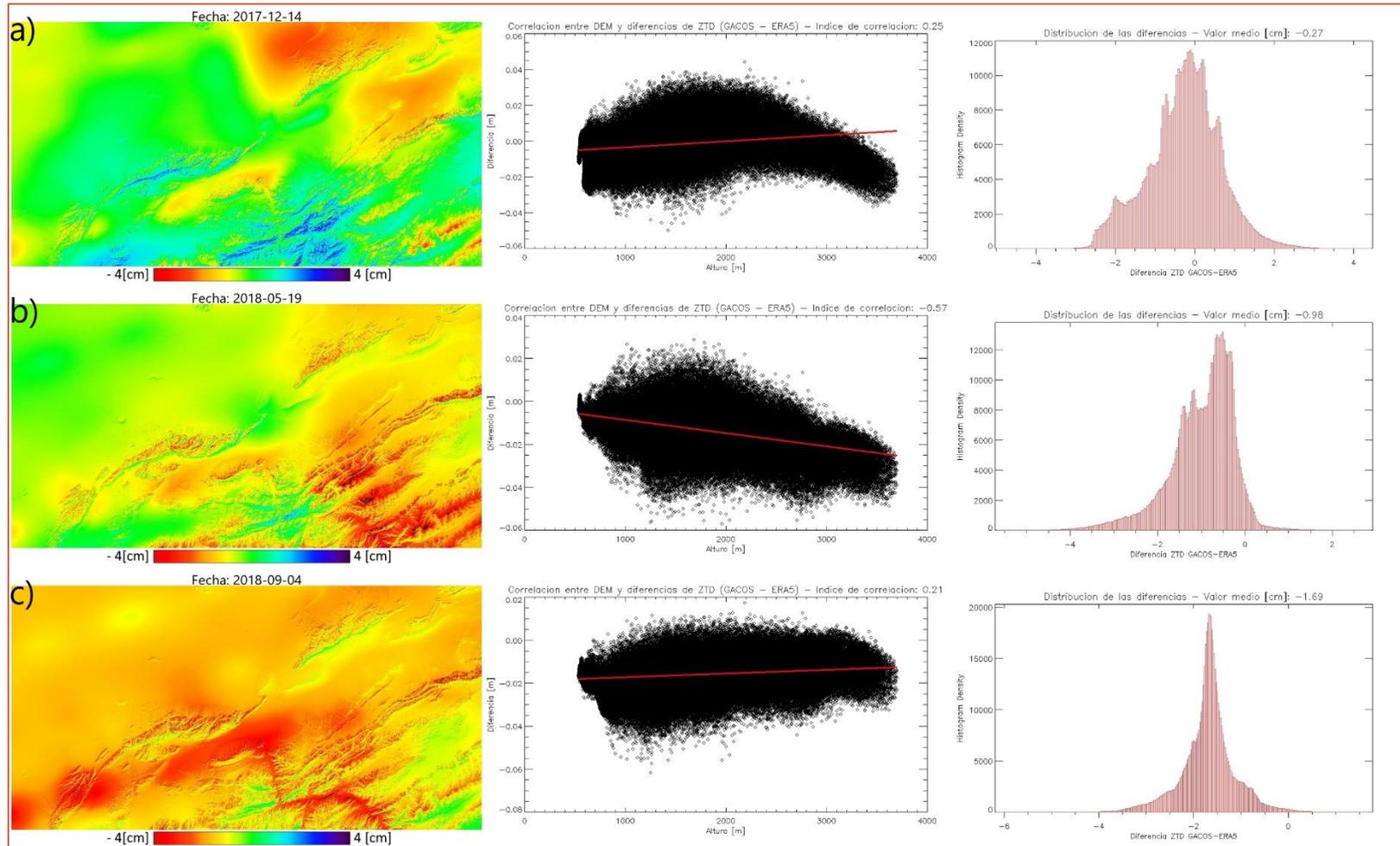
Patagonia



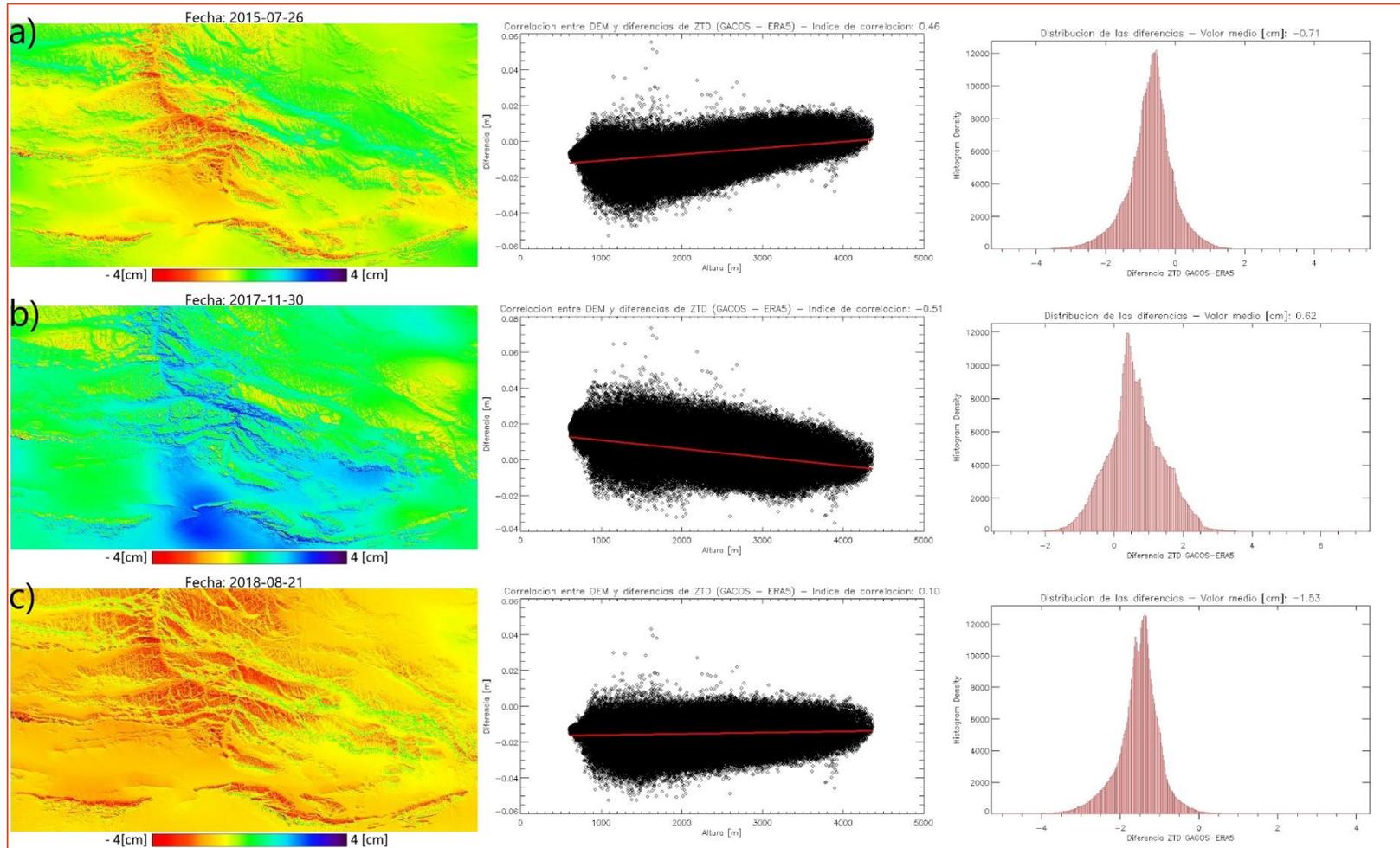
Sabancaya



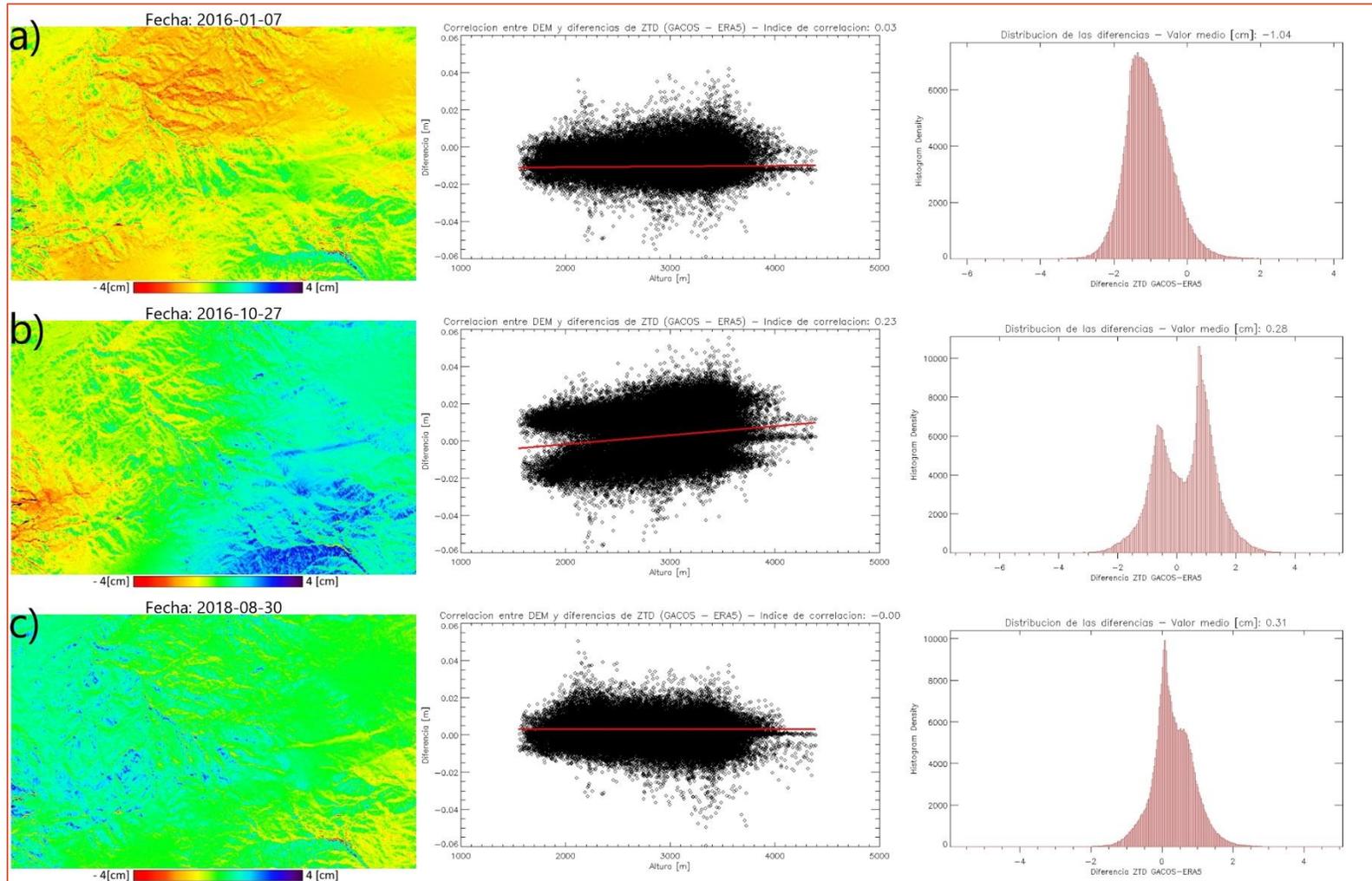
San Juan_ASCENDENTE



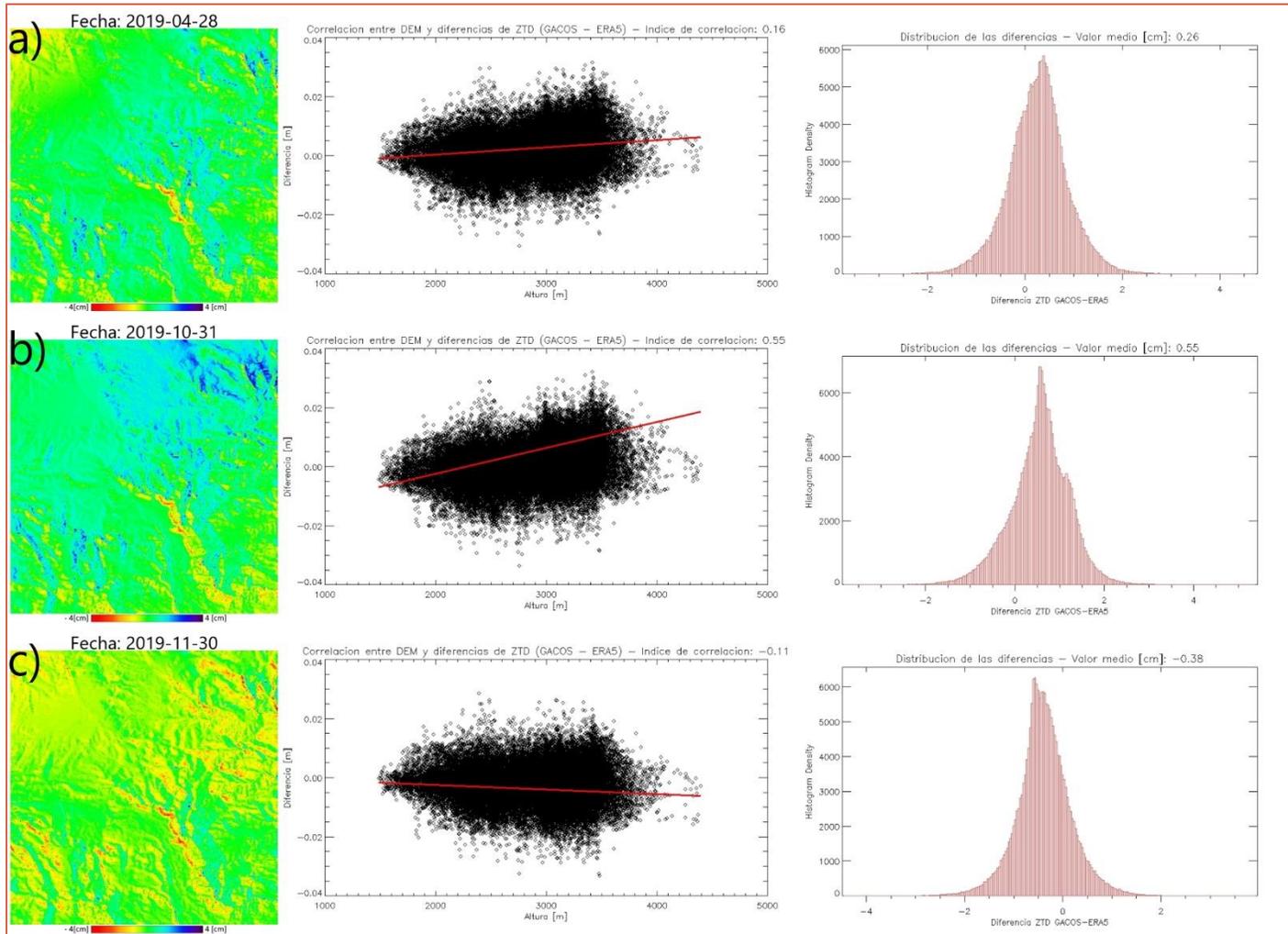
San Juan_DESCENDENTE



Sotará_ASCENDENTE



Sotará_DESCENDENTE



Anexo III

En este anexo, se muestran los valores de ZTD utilizados para los análisis sobre cada interferograma presentados en el Capítulo 8, sección 2.1. Se indica el sitio analizado con su correspondiente órbita y/o sensor, hora de adquisición en UTC (formato HH), estación GNSS analizada, identificación del par de cada figura, fechas máster y slave en formato DDMMYYYY, ZTD y su variación (dZTD) expresada en centímetros y el equivalente a ciclos de fase según sensor.

Sitio	Hora (UTC)	Estación	Par	Master	ZTD [cm]	Slave	ZTD [cm]	dZTD [cm]	ciclos
Domuyo (SAO)	11	MGUE	a	02082019	196.6	05102019	197.09	0.49	0.02
			b	05102019	197.09	16052020	197.12	0.03	0
			c	10022020	206.01	30042020	196.07	9.94	0.43
			d	03092019	195.3	10022020	206.01	10.71	0.47
		ANTC	a	02082019	218.27	30042020	217.85	0.42	0.02
			b	02082019	218.27	03092019	214.49	3.78	0.16
			c	03092019	214.49	16052020	219.3	4.8	0.21
			d	30042020	217.85	16052020	219.3	1.44	0.06
Sabancaya (DES)	10	AREQ	a	06012017	189.44	23022017	188.85	0.59	0.11
			b	29072017	176.55	02112017	176.98	0.42	0.08
			c	23022016	190.36	26102016	175.14	15.23	2.93
			d	23022016	190.36	02092016	176.12	14.25	2.74
		AQ01	a	11062017	178.73	02112017	177.56	1.18	0.23
			b	17072017	177.83	09102017	178.43	0.6	0.12
			c	23022016	190.81	02092016	176.93	13.88	2.67
			d	23022016	190.81	09082016	179.66	11.15	2.14
San Juan (DES)	10	CSLO	a	21072017	171.91	11042018	171.99	0.08	0.02
			b	22052017	171.60	21072017	171.91	0.31	0.06
			c	11112015	175.37	07092017	172.07	3.3	0.63
			d	22022018	178.66	22062018	170.01	8.64	1.66
		UNSJ	a	16112014	225.11	06102015	225.09	0.03	0.01
			b	21042015	228.05	11112015	228.39	0.34	0.07
			c	04032015	229.73	26072015	216.15	13.58	2.61
			d	22022018	230.01	22062018	217.9	12.11	2.33
San Juan (ASC)	23	UNSJ	a	03082016	218.88	25122016	222.03	3.15	0.61
			b	10072016	220.17	27082016	219.06	1.11	0.21
			c	28092018	215.79	14012019	234.79	19	3.65
			d	31122015	231.80	14102016	224.09	7.7	1.48

Anexo IV

Se presenta el listado de diferencias de ZTD (dZTD), en centímetros, para las estaciones CSLO y UNSJ para cada par interferométrico calculado (entre fechas Master y Slave, formato DD MM YYYY), su equivalente en ciclos de fase (ciclos_SE1) y su correspondiente índice de correlación entre la fase y la altura (Corr Fase/altura). Esta tabla pertenece a los análisis realizados en el Capítulo 8 sección 2.2. Los valores NaN (Not Available) indican que no se pudo determinar la diferencia de ZTD, ya sea por falta de valores de ZTD en la fecha de máster, slave o ambas.

#	Fechas		CSLO		UNSJ		Corr Fase/altura
	Master	Slave	dZTD	ciclos_SE1	dZTD	ciclos_SE1	
0	23 10 2014	16 11 2014	28,942	0,5566	72,591	1,396	0,93
1	23 10 2014	10 12 2014	37,149	0,7144	7,522	14,465	0,78
2	23 10 2014	3 01 2015	NaN	NaN	NaN	NaN	0,76
3	23 10 2014	20 02 2015	45,084	0,867	48,912	0,9406	0,64
4	23 10 2014	4 03 2015	60,894	1,171	26,429	0,5082	-0,51
5	23 10 2014	28 03 2015	53,795	10,345	87,581	16,843	0,85
6	23 10 2014	12 09 2015	91,929	17,679	145,255	27,934	0,97
7	16 11 2014	3 01 2015	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,59
8	16 11 2014	27 01 2015	23,514	0,4522	-44,786	0,8613	-0,89
9	16 11 2014	8 06 2015	75,742	14,566	4,15	0,7981	-0,31
10	16 11 2014	26 07 2015	67,148	12,913	89,619	17,234	0,91
11	16 11 2014	6 10 2015	42,767	0,8224	0,0269	0,0052	-0,36
12	10 12 2014	4 03 2015	23,746	0,4567	-48,791	0,9383	-0,92
13	10 12 2014	21 04 2015	-0,5821	0,1119	-32,045	0,6162	-0,65
14	10 12 2014	10 01 2016	0,4955	0,0953	-84,459	16,242	-0,84
15	3 01 2015	27 01 2015	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,89
16	3 01 2015	20 02 2015	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,57
17	3 01 2015	2 07 2015	NaN	NaN	NaN	NaN	0,78
18	27 01 2015	2 07 2015	42,089	0,8094	107,756	20,722	0,95
19	27 01 2015	6 10 2015	19,253	0,3702	45,055	0,8664	0,69
20	27 01 2015	18 10 2015	29,778	0,5727	89,979	17,304	0,93
21	20 02 2015	28 03 2015	0,8711	0,1675	38,669	0,7436	0,74
22	20 02 2015	2 07 2015	49,461	0,9512	8,665	16,663	0,96
23	20 02 2015	19 08 2015	43,758	0,8415	7,704	14,815	0,96
24	4 03 2015	12 09 2015	31,035	0,5968	118,825	22,851	0,95
25	4 03 2015	30 10 2015	22,283	0,4285	3,987	0,7667	0,87

26	4 03 2015	10 01 2016	-1,879	0,3613	-35,668	0,6859	0,01
27	28 03 2015	19 08 2015	35,047	0,674	38,371	0,7379	0,73
28	28 03 2015	12 09 2015	38,135	0,7334	57,674	11,091	0,86
29	28 03 2015	17 12 2015	36,431	0,7006	-32,848	0,6317	-0,45
30	21 04 2015	11 11 2015	19,452	0,3741	-0,3422	0,0658	0,24
31	21 04 2015	10 01 2016	10,776	0,2072	-52,413	10,079	-0,73
32	8 06 2015	26 07 2015	-0,8594	0,1653	48,119	0,9254	0,84
33	8 06 2015	6 10 2015	-32,975	0,6341	-4,123	0,7929	0,02
34	8 06 2015	15 04 2016	-59,845	11,509	-17,901	0,3442	0,59
35	2 07 2015	19 08 2015	-0,5703	0,1097	-0,961	0,1848	0,18
36	2 07 2015	18 10 2015	-12,311	0,2368	-17,777	0,3419	0,46
37	2 07 2015	5 12 2015	-90,771	17,456	-159,846	3,074	-0,81
38	26 07 2015	15 04 2016	-51,251	0,9856	-6,602	12,696	0,05
39	26 07 2015	13 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,55
40	19 08 2015	5 12 2015	-85,068	16,359	-150,236	28,892	-0,85
41	19 08 2015	17 12 2015	0,1384	0,0266	-71,219	13,696	-0,79
42	19 08 2015	15 02 2016	NaN	NaN	-160,532	30,872	-0,89
43	19 08 2015	22 03 2016	-29,143	0,5604	-50,082	0,9631	0,16
44	19 08 2015	2 06 2016	-22,753	0,4376	-51,442	0,9893	-0,29
45	12 09 2015	30 10 2015	-0,8752	0,1683	-78,955	15,184	-0,85
46	12 09 2015	17 12 2015	-0,1704	0,0328	-90,522	17,408	-0,84
47	6 10 2015	18 10 2015	10,525	0,2024	44,924	0,8639	0,49
48	6 10 2015	15 04 2016	-2,687	0,5167	23,329	0,4486	0,62
49	18 10 2015	5 12 2015	-7,846	15,088	-142,069	27,321	-0,95
50	18 10 2015	27 02 2016	-0,5286	0,1017	-39,575	0,7611	-0,72
51	18 10 2015	15 04 2016	-37,396	0,7192	-21,595	0,4153	0,54
52	30 10 2015	17 12 2015	0,7048	0,1355	-11,567	0,2224	-0,34
53	30 10 2015	10 01 2016	-41,074	0,7899	-75,538	14,527	-0,86
54	30 10 2015	20 07 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,83
55	30 10 2015	18 09 2016	-0,4609	0,0886	11,841	0,2277	0,48
56	11 11 2015	10 01 2016	-0,8676	0,1668	-48,992	0,9422	-0,76
57	11 11 2015	20 07 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,94
58	11 11 2015	7 09 2017	33,009	0,6348	74,107	14,251	0,95
59	5 12 2015	15 02 2016	NaN	NaN	-10,296	0,198	-0,54
60	5 12 2015	27 02 2016	73,175	14,072	102,494	1,971	0,84
61	17 12 2015	22 03 2016	-30,527	0,5871	21,137	0,4065	0,65
62	17 12 2015	18 09 2016	-11,657	0,2242	23,407	0,4501	0,54
63	17 12 2015	23 11 2016	-46,977	0,9034	-20,753	0,3991	0,23
64	10 01 2016	20 07 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,95
65	15 02 2016	27 02 2016	NaN	NaN	11,279	2,169	0,91

66	15 02 2016	9 05 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,84
67	15 02 2016	2 06 2016	NaN	NaN	10,909	20,979	0,92
68	15 02 2016	13 08 2016	NaN	NaN	15,698	30,188	0,94
69	27 02 2016	15 04 2016	-3,211	0,6175	1,798	0,3458	0,69
70	27 02 2016	9 05 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,79
71	22 03 2016	2 06 2016	0,639	0,1229	-0,136	0,0262	-0,61
72	22 03 2016	6 10 2016	1,171	0,2252	1,465	0,2817	0,05
73	22 03 2016	23 11 2016	-1,645	0,3163	-4,189	0,8056	-0,78
74	15 04 2016	9 05 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,80
75	15 04 2016	16 04 2017	-2,065	0,3971	-10,835	20,837	-0,91
76	15 04 2016	13 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,67
77	9 05 2016	13 08 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,90
78	9 05 2016	16 04 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,80
79	2 06 2016	13 08 2016	-0,052	0,01	4,789	0,921	0,85
80	2 06 2016	6 10 2016	0,532	0,1023	1,601	0,3079	0,63
81	2 06 2016	17 12 2016	NaN	NaN	-0,797	0,1533	-0,09
82	20 07 2016	18 09 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,92
83	20 07 2016	30 10 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,64
84	20 07 2016	27 02 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,90
85	20 07 2016	7 09 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,75
86	13 08 2016	17 12 2016	NaN	NaN	-5,586	10,742	-0,85
87	13 08 2016	4 04 2017	2,011	0,3867	-6,126	11,781	-0,85
88	13 08 2016	16 04 2017	-4,138	0,7958	-13,456	25,877	-0,95
89	18 09 2016	30 10 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	0,58
90	18 09 2016	23 11 2016	-3,532	0,6792	-4,416	0,8492	-0,63
91	18 09 2016	10 01 2017	NaN	NaN	-7,197	1,384	-0,61
92	18 09 2016	3 02 2017	-0,408	0,0785	-0,905	0,174	0,36
93	18 09 2016	11 03 2017	0,812	0,1562	3,328	0,64	0,78
94	6 10 2016	23 11 2016	-2,816	0,5415	-5,654	10,873	-0,89
95	6 10 2016	17 12 2016	NaN	NaN	-2,398	0,4612	-0,56
96	6 10 2016	10 05 2017	-0,558	0,1073	-2,139	0,4113	-0,88
97	6 10 2016	22 05 2017	1,708	0,3285	5,387	1,036	0,91
98	30 10 2016	10 01 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,83
99	30 10 2016	27 02 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,71
100	23 11 2016	3 02 2017	3,124	0,6008	3,511	0,6752	0,66
101	23 11 2016	28 04 2017	3,403	0,6544	7,017	13,494	0,95
102	23 11 2016	10 05 2017	2,258	0,4342	3,515	0,676	0,56
103	17 12 2016	4 04 2017	NaN	NaN	-0,54	0,1038	-0,35
104	17 12 2016	22 05 2017	NaN	NaN	7,785	14,971	0,91
105	17 12 2016	15 06 2017	NaN	NaN	10,23	19,673	0,93

106	10 01 2017	27 02 2017	NaN	NaN	2,118	0,4073	-0,12
107	10 01 2017	11 03 2017	NaN	NaN	10,525	2,024	0,80
108	10 01 2017	27 06 2017	NaN	NaN	6,217	11,956	0,60
109	3 02 2017	11 03 2017	1,22	0,2346	4,233	0,814	0,40
110	3 02 2017	23 03 2017	-4,285	0,824	-3,703	0,7121	-0,39
111	3 02 2017	28 04 2017	0,279	0,0537	3,506	0,6742	0,60
112	27 02 2017	27 06 2017	1,379	0,2652	4,099	0,7883	0,55
113	27 02 2017	9 07 2017	2,371	0,456	10,787	20,744	0,92
114	27 02 2017	7 09 2017	2,788	0,5362	8,651	16,637	0,78
115	11 03 2017	23 03 2017	-5,505	10,587	-7,936	15,262	-0,71
116	11 03 2017	27 06 2017	-1,699	0,3267	-4,308	0,8285	-0,71
117	23 03 2017	28 04 2017	4,564	0,8777	7,209	13,863	0,85
118	23 03 2017	27 06 2017	3,806	0,7319	3,628	0,6977	0,23
119	4 04 2017	16 04 2017	-6,149	11,825	-7,33	14,096	-0,67
120	4 04 2017	15 06 2017	1,363	0,2621	10,77	20,712	0,92
121	4 04 2017	14 08 2017	1,393	0,2679	10,347	19,898	0,89
122	4 04 2017	24 12 2017	-1,624	0,3123	3,261	0,6271	0,65
123	16 04 2017	1 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,98
124	16 04 2017	13 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,95
125	16 04 2017	25 10 2017	6,873	13,217	10,087	19,398	0,83
126	16 04 2017	24 12 2017	4,525	0,8702	10,591	20,367	0,96
127	28 04 2017	10 05 2017	-1,145	0,2202	-3,502	0,6735	-0,94
128	28 04 2017	27 06 2017	-0,758	0,1458	-3,581	0,6887	-0,92
129	28 04 2017	26 08 2017	2,206	0,4242	1,973	0,3794	-0,41
130	28 04 2017	6 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,96
131	28 04 2017	30 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,17
132	10 05 2017	22 05 2017	2,266	0,4358	7,526	14,473	0,97
133	10 05 2017	3 06 2017	2,815	0,5413	5,616	1,08	0,89
134	10 05 2017	2 08 2017	0,755	0,1452	4,311	0,829	0,97
135	10 05 2017	26 08 2017	3,351	0,6444	5,475	10,529	0,93
136	10 05 2017	19 09 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,97
137	22 05 2017	3 06 2017	0,549	0,1056	-1,91	0,3673	-0,76
138	22 05 2017	15 06 2017	1,082	0,2081	2,445	0,4702	0,75
139	22 05 2017	21 07 2017	-0,313	0,0602	-0,939	0,1806	-0,53
140	3 06 2017	21 07 2017	-0,862	0,1658	0,971	0,1867	0,54
141	3 06 2017	2 08 2017	-2,06	0,3962	-1,305	0,251	-0,12
142	15 06 2017	21 07 2017	-1,395	0,2683	-3,384	0,6508	-0,84
143	15 06 2017	14 08 2017	0,03	0,0058	-0,423	0,0813	-0,17
144	27 06 2017	9 07 2017	0,992	0,1908	6,688	12,862	0,96
145	27 06 2017	6 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,76

146	27 06 2017	18 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,95
147	9 07 2017	7 09 2017	0,417	0,0802	-2,136	0,4108	-0,91
148	9 07 2017	18 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,66
149	9 07 2017	29 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,97
150	21 07 2017	2 08 2017	-1,198	0,2304	-2,276	0,4377	-0,70
151	21 07 2017	14 08 2017	1,425	0,274	2,961	0,5694	0,71
152	21 07 2017	12 12 2017	-1,16	0,2231	-4,788	0,9208	-0,80
153	21 07 2017	11 04 2018	-0,08	0,0154	2,177	0,4187	0,51
154	2 08 2017	19 09 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,82
155	2 08 2017	12 12 2017	0,038	0,0073	-2,512	0,4831	-0,64
156	14 08 2017	24 12 2017	-3,017	0,5802	-7,086	13,627	-0,92
157	14 08 2017	11 04 2018	-1,505	0,2894	-0,784	0,1508	-0,06
158	26 08 2017	19 09 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,85
159	26 08 2017	30 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,02
160	7 09 2017	29 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,93
161	7 09 2017	9 08 2018	-1,065	0,2048	1,138	0,2188	0,95
162	7 09 2017	26 09 2018	-0,679	0,1306	-2,546	0,4896	-0,50
163	19 09 2017	30 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,71
164	19 09 2017	12 12 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,88
165	19 09 2017	5 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,66
166	19 09 2017	22 02 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,88
167	1 10 2017	13 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,52
168	1 10 2017	25 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,84
169	13 10 2017	25 10 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,51
170	13 10 2017	4 07 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,12
171	13 10 2017	21 08 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,94
172	25 10 2017	24 12 2017	-2,348	0,4515	0,504	0,0969	0,54
173	25 10 2017	10 02 2018	-2,35	0,4519	-0,827	0,159	0,01
174	25 10 2017	4 07 2018	-0,706	0,1358	1,809	0,3479	0,58
175	6 11 2017	18 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,96
176	6 11 2017	30 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,74
177	6 11 2017	17 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,75
178	6 11 2017	18 03 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,90
179	6 11 2017	28 07 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,95
180	18 11 2017	17 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,94
181	18 11 2017	29 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,97
182	30 11 2017	22 02 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,56
183	30 11 2017	23 04 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,53
184	30 11 2017	28 07 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,09
185	12 12 2017	5 01 2018	-1,044	0,2008	NaN	NaN	0,21

186	12 12 2017	6 03 2018	-3,758	0,7227	-3,405	0,6548	-0,11
187	12 12 2017	11 04 2018	1,08	0,2077	6,965	13,394	0,86
188	24 12 2017	10 02 2018	-0,002	4,00E-04	-1,331	0,256	-0,68
189	24 12 2017	11 04 2018	1,512	0,2908	6,302	12,119	0,87
190	24 12 2017	2 09 2018	0,824	0,1585	3,035	0,5837	0,82
191	5 01 2018	22 02 2018	-4,538	0,8727	NaN	NaN	-0,51
192	5 01 2018	6 03 2018	-2,714	0,5219	NaN	NaN	-0,24
193	5 01 2018	5 05 2018	-0,448	0,0862	NaN	NaN	-0,69
194	17 01 2018	29 01 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,61
195	17 01 2018	18 03 2018	4,052	0,7792	NaN	NaN	0,93
196	29 01 2018	18 03 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,86
197	29 01 2018	30 03 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,95
198	29 01 2018	17 05 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,93
199	29 01 2018	29 05 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,89
200	29 01 2018	26 09 2018	NaN	NaN	NaN	NaN	0,87
201	10 02 2018	4 07 2018	1,644	0,3162	2,636	0,5069	0,67
202	10 02 2018	21 08 2018	2,469	0,4748	7,43	14,288	0,95
203	10 02 2018	2 09 2018	0,826	0,1588	4,366	0,8396	0,91
204	22 02 2018	23 04 2018	4,447	0,8552	4,947	0,9513	0,15
205	22 02 2018	5 05 2018	4,09	0,7865	2,264	0,4354	-0,45
206	22 02 2018	22 06 2018	8,644	16,623	12,108	23,285	0,84
207	6 03 2018	11 04 2018	4,838	0,9304	10,37	19,942	0,93
208	6 03 2018	5 05 2018	2,266	0,4358	-0,678	0,1304	-0,83
209	6 03 2018	10 06 2018	4,96	0,9538	10,119	1,946	0,89
210	18 03 2018	30 03 2018	-4,118	0,7919	-2,856	0,5492	0,18
211	18 03 2018	29 05 2018	-3,893	0,7487	-2,032	0,3908	0,23
212	18 03 2018	28 07 2018	-0,958	0,1842	-0,505	0,0971	-0,19
213	30 03 2018	17 05 2018	-0,718	0,1381	1,5	0,2885	0,48
214	30 03 2018	29 05 2018	0,225	0,0433	0,824	0,1585	0,13
215	11 04 2018	10 06 2018	0,122	0,0235	-0,251	0,0483	-0,32
216	11 04 2018	2 09 2018	-0,688	0,1323	-3,267	0,6283	-0,64
217	23 04 2018	22 06 2018	4,197	0,8071	7,161	13,771	0,81
218	23 04 2018	28 07 2018	3,17	0,6096	4,298	0,8265	0,37
219	5 05 2018	10 06 2018	2,694	0,5181	10,797	20,763	0,94
220	5 05 2018	22 06 2018	4,554	0,8758	9,844	18,931	0,98
221	5 05 2018	14 09 2018	-0,418	0,0804	2,553	0,491	0,88
222	17 05 2018	29 05 2018	0,943	0,1813	-0,676	0,13	-0,39
223	29 05 2018	28 07 2018	2,935	0,5644	1,527	0,2937	-0,42
224	29 05 2018	26 09 2018	1,224	0,2354	-1,243	0,239	-0,60
225	10 06 2018	2 09 2018	-0,81	0,1558	-3,016	0,58	-0,52

226	10 06 2018	14 09 2018	-3,112	0,5985	-8,244	15,854	-0,86
227	22 06 2018	28 07 2018	-1,027	0,1975	-2,863	0,5506	-0,92
228	22 06 2018	14 09 2018	-4,972	0,9562	-7,291	14,021	-0,93
229	4 07 2018	21 08 2018	0,825	0,1587	4,794	0,9219	0,95
230	28 07 2018	14 09 2018	-3,945	0,7587	-4,428	0,8515	-0,48
231	28 07 2018	26 09 2018	-1,711	0,329	-2,77	0,5327	-0,58
232	9 08 2018	26 09 2018	0,386	0,0742	-3,684	0,7085	-0,91
233	21 08 2018	2 09 2018	-1,643	0,316	-3,064	0,5892	-0,89
234	21 08 2018	14 09 2018	-3,945	0,7587	-8,292	15,946	-0,97
235	2 09 2018	14 09 2018	-2,302	0,4427	-5,228	10,054	-0,94
236	14 09 2018	26 09 2018	2,234	0,4296	1,658	0,3188	-0,07
237	16 11 2014	10 12 2014	0,8207	0,1578	0,2629	0,0506	-0,36
238	4 03 2015	21 04 2015	-29,566	0,5686	16,746	0,322	0,73
239	4 03 2015	8 06 2015	43,789	0,8421	87,662	16,858	0,90
240	4 03 2015	26 07 2015	35,196	0,6768	135,781	26,112	0,96
241	28 03 2015	21 04 2015	-22,467	0,4321	-44,406	0,854	-0,78
242	6 10 2016	30 10 2016	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,22
243	27 02 2017	23 03 2017	-2,427	0,4667	0,471	0,0906	0,47
244	3 06 2017	15 06 2017	0,533	0,1025	4,355	0,8375	0,83
245	21 07 2017	26 08 2017	1,398	0,2688	-1,112	0,2138	-0,85
246	1 10 2017	6 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	-0,96
247	1 10 2017	18 11 2017	NaN	NaN	NaN	NaN	0,11
248	12 12 2017	17 01 2018	-1,059	0,2037	NaN	NaN	-0,85
249	22 02 2018	30 03 2018	4,457	0,8571	6,894	13,258	0,78
250	6 03 2018	23 04 2018	2,623	0,5044	2,005	0,3856	-0,18
251	5 05 2018	17 05 2018	-0,351	0,0675	6,13	11,788	0,92
252	5 05 2018	4 07 2018	2,702	0,5196	6,051	11,637	0,97
253	17 05 2018	10 06 2018	3,045	0,5856	4,667	0,8975	0,36
254	28 07 2018	9 08 2018	-2,097	0,4033	0,914	0,1758	0,88
255	9 08 2018	21 08 2018	2,097	0,4033	2,95	0,5673	0,62