



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**USO DE LA TÉCNICA GPS PARA EL
ESTUDIO DE CONVECCIÓN PROFUNDA
EN LA REGIÓN MONZÓNICA DEL
NOROESTE DE MÉXICO**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

María del Refugio Lourdes Mendoza Fierro

DIRECTOR DE TESIS

Dr. David K. Adams



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

A mis padres, Gonzalo y María, que me han apoyado incondicionalmente en cada ciclo de mi vida. A ustedes que me han ayudado con cariño y esperanza en cada desvelo, enojo, frustración y desaire. Gracias por brindarme tan valiosos consejos en épocas de temor y confusión. Su amor, dedicación, entrega y ejemplo como padres y confidentes, me han permitido soñar y en muchas ocasiones hacerlo realidad. Gracias por dejar en mí, parte de esa gran visión que tienen de la vida.

Lorena, mi pequeña hermana, tu apoyo y amor son una de mis mayores fuentes de inspiración para intentar siempre ser mi mejor versión. Nunca desistas ante la adversidad y la apatía, tus ideas son grandes y tus capacidades mejor de lo que estimas. Espero que, en nuestro futuro, nuestros caminos no diverjan demasiado.

Esta importante etapa de mi vida, no sería la misma sin las grandes amistades que me brindó. A Yoali, Leo, Dante, Nancy, Oscar, Manuel, Jessie, Rafael y Omar siempre les estaré agradecida profundamente por la amistad, tiempo y consejos que en su momento me regalaron. Gracias por compartir conmigo, tan sólo algunas de las tremendas ideas y extraordinarias visiones que cada uno tiene.

Gracias a la Facultad de Ingeniería de la UNAM, mi alma máter, que me brindó las herramientas necesarias para adquirir conocimientos y así, poder definir un criterio propio y contribuir en pequeña proporción a este gran campo que es la ciencia. Además de darme la oportunidad de conocer maravillosas personas y docentes.

A mi asesor, el Dr. David Adams, por su constante apoyo, asesoramiento, y paciencia para la elaboración de este trabajo. Gracias por todo lo que en esta etapa de aprendizaje me otorgo, en especial su tiempo y dedicación, que sin ellas este trabajo no sería posible. Le estaré infinitamente agradecida.

A la Dra. Sara Franco, responsable del Laboratorio de Geodesia Satelital (LaGeoS) y al Dr. Rui Fernandes, académico de la Universidad de Beira Interior, Covilhã en Portugal. Ambos, por su importante ayuda con el entendimiento más profundo del GPS.

Al jurado por su tiempo y recomendaciones en la conclusión de este trabajo.

Agradezco al Dr. Chris Castro quien me apoyó durante mi estancia en la Universidad de Arizona con fondos del proyecto CAZMEX, y a todo su equipo de trabajo por su apoyo, ayuda y oportunidad para aprender un poco más.

Índice general

| | |
|---|-----------|
| Agradecimientos | II |
| Índice de Figuras | VI |
| Índice de Tablas | XI |
| Atribuciones del uso de datos GPS | XII |
| Abstract | XIII |
| Resumen | XIV |
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. GPS | 1 |
| 1.2. Monzón de Norteamérica | 6 |
| 2. Marco Teórico | 9 |
| 2.1. GPS | 9 |
| 2.1.1. Definición | 10 |
| 2.1.2. Funcionamiento | 11 |
| 2.2. Fuentes de error en el posicionamiento GPS | 13 |
| 2.2.1. Ángulo de corte | 14 |
| 2.2.2. Efecto por efemérides y órbita | 16 |
| 2.2.3. Error por presencia de la atmósfera | 19 |
| 2.2.4. Funciones de mapeo | 22 |
| 2.2.5. Gradiente horizontal de retraso total zenital | 28 |
| 2.3. Aplicaciones de técnica GPS en diferentes áreas de estudio | 31 |
| 3. Metodología | 32 |
| 3.1. Retraso Total Zenital | 33 |
| 3.2. Agua Precipitable | 35 |
| 3.3. GIPSY-OASIS | 36 |
| 3.4. Análisis técnico del GPS | 36 |
| 3.5. Zona geográfica de estudio | 38 |
| 3.6. Evaluación de gradiente de retraso rotal zenital | 41 |
| 3.6.1. Casos de estudio | 42 |

| | |
|--|------------|
| 4. Resultados | 44 |
| 4.1. Análisis de sensibilidad para órbitas satelitales | 45 |
| 4.1.1. Órbitas Rápidas vs Órbitas Finales | 45 |
| 4.1.2. Órbitas Ultra Rápidas vs Órbitas Finales | 48 |
| 4.2. Función de mapeo de NIELL vs VMF1 | 51 |
| 4.3. Ángulo de eliminación | 56 |
| 4.4. Gradiente horizontal de retraso total zenital | 61 |
| 4.4.1. Casos de estudio | 79 |
| 5. Conclusiones | 93 |
| Referencias | 95 |
| Apéndice A | A.1 |
| Código para el cálculo de agua precipitable | A.1 |

Índice de Figuras

| | | |
|------|---|----|
| 2.1. | Principio de navegación satelital. Trayectoria de señal de radio entre receptor y satélite GPS (Misra and Enge 2006). | 11 |
| 2.2. | Representación del ángulo de observación del receptor GPS con el ángulo de corte (elevación) θ . Modificado de Tang et al. (2016) | 15 |
| 2.3. | Diagrama del cálculo de error entre la trayectoria (efeméride) del satélite contra la estimada. Tomada de Kaplan and Hegarty (2006) | 16 |
| 2.4. | Coordenadas repetitivas de latitud, longitud y altura de la línea de base Onsala-Graz con órbitas observadas, desde 08 de septiembre hasta 08 de diciembre de 1994 (izquierda). Mediciones utilizando órbitas IGS (Beutler et al. 1999). | 18 |
| 2.5. | Representación esquemática de los observables ZTD y de los gradientes horizontales (componentes este-oeste y norte-sur) inferidos de todas las observaciones simultáneas de GPS. Valores dependientes de funciones de mapeo, ángulo azimutal y elevación. Tomada de (Brenot et al. 2014). | 30 |
| 3.1. | Ubicación geográfica de las estaciones GPS-Met en la región de estudio. | 39 |
| 3.2. | Delimitación geográfica del monzón de Norteamérica en México y parte de Estados Unidos (Adams and Comrie 1997), en cuadro rojo región de estudio del presente trabajo. | 40 |
| 4.1. | Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda). | 46 |
| 4.2. | Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda). | 47 |

| | |
|--|----|
| 4.3. Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita ultra rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda). | 49 |
| 4.4. Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita ultra rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda). | 50 |
| 4.5. Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con VMF1 y NIELL para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda). | 53 |
| 4.6. Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con VMF1 y NIELL para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda). | 54 |
| 4.7. Cálculo de PW entre técnica GPS-Met y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017 | 57 |
| 4.8. Cálculo de PW entre técnica GPS-Met y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017. | 58 |
| 4.9. Cálculo de PW con técnica GPS-Met utilizando ángulos de corte de 10° vs 35° y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017 | 59 |
| 4.10. RMSE del PW calculado a diferentes ángulos de eliminación | 60 |
| 4.11. Promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación KINO entre los días 169 (18 junio) a 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno). | 62 |
| 4.12. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación BASC, entre los días 176 (25 junio) al 271 (28 septiembre) de 2013. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno) | 63 |
| 4.13. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación TNCU entre los días 166 (15 junio) a 273 (30 septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno). | 64 |

| | |
|---|----|
| 4.14. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación MZTN. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).Días 15 junio a 30 septiembre de 2017. | 65 |
| 4.15. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación OPDE entre los días 166 (15 junio) al 273 (30 septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno). | 67 |
| 4.16. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación RAYN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno). | 68 |
| 4.17. Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación USMX entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno). | 69 |
| 4.18. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación KINO entre los días 169 (18 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). | 71 |
| 4.19. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación BASC entre los días 176 (25 de junio) y 271 (28 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). | 72 |
| 4.20. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación TNCU entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). | 73 |
| 4.21. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación MZTN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). | 74 |
| 4.22. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación OPDE entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). | 76 |

- 4.23. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación RAYN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). 77
- 4.24. Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación USMX entre los días 166 (13 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno). 78
- 4.25. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 3 de julio de 2017 a las 19:15 hrs (arriba) y a las 22:15 hrs (abajo) correspondientes a cortes en la imagen 4.27 (línea negra y roja, respectivamente). 81
- 4.26. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 4 de julio de 2017 a las 9:30 hrs correspondiente a corte en la imagen 4.27 (línea azul). 82
- 4.27. Cálculo de las componentes seno y coseno del gradiente para el 3 de julio de 2017 en la estación YESX. Curva de color rojo corresponde a los valores de la componente coseno, la línea verde a componente seno y la punteada negra a valores de CTT. La línea negra representa el día 183.7, la línea roja 183.9 y la azul 184.3 (Figuras 4.25 y 4.26). 83
- 4.28. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 15 de agosto de 2017 a las 11:00 hrs (arriba) y del 16 de agosto a las 01:00 hrs (abajo) en la imagen 4.30 (línea negra y roja, respectivamente). 85
- 4.29. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 16 de agosto 2017 a las 05:45 hrs correspondiente a corte en la imagen 4.30 (línea azul). 86
- 4.30. Cálculo de componentes seno y coseno del gradiente para el 16 de agosto de 2017 en la estación RAYN. La curva de color rojo corresponde a los valores de la componente coseno, la línea verde a la componente seno y la línea punteada negra a los valores de la CTT. La línea negra representa el día 195.95, la línea roja 196.10 y la azul 196.25. (Figuras 4.28 y 4.29). 87
- 4.31. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 3 de julio de 2017 a las 17:30 hrs (arriba) y a las 21:15 hrs (abajo) en la imagen 4.33 (línea negra y roja, respectivamente). 89

- 4.32. Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 4 de julio de 2017 a las 03:30 hrs correspondiente a cortes en la imagen 4.33 (línea azul). 90
- 4.33. Cálculo de las componentes seno (curva roja) para estación TNCU y seno (curva verde) en estación YESX del gradiente para el día 3 de julio de 2017 en las estaciones YESX y TNCU. Línea punteada negra indica valores de la CTT. La línea negra representa el día 183.75, la línea roja 183.92 y la azul 184.15 (Figuras 4.31 y 4.32). . . . 91

Índice de Tablas

| | | |
|------|---|----|
| 2.1. | Cálculo de los coeficientes de la función de mapeo hidrostática con información de perfiles atmosféricos en diferentes latitudes con ecuaciones 2.18, 2.19, 2.20, 2.21 mediante el ajuste de mínimos cuadrados para las correcciones por altura a distintos ángulos de elevación (Niell 1996). | 25 |
| 2.2. | Cálculo de los coeficientes de la función de mapeo húmeda con información de perfiles atmosféricos a diferentes latitudes mediante interpolación en latitud para cada parámetro de ecuaciones 2.18, 2.19, 2.20, 2.21. Cada valor tiene dependencia a la altura sobre el geoide del punto de observación (Niell 1996). | 26 |
| 2.3. | Parámetros c_0 , c_{10} , c_{11} y ψ para el cálculo del coeficiente c en función de mapeo hidrostática (Boehm et al. 2006). | 28 |
| 2.4. | Parámetros c_0 , c_{10} , c_{11} y ψ necesarios para el cálculo del coeficiente c para la función de mapeo total (Boehm et al. 2006). | 28 |
| 3.1. | Coordenadas de estaciones GPS-Met utilizadas en el Experimento 2013 del monzón de Norteamérica Transecto GPS. Modificada de Serra et al. (2016). | 39 |
| 3.2. | Coordenadas de estaciones GPS utilizadas en este trabajo. Modificado de Serra et al. (2016). | 40 |
| 4.1. | Valores de RMSE para PW de las cuatro estaciones, comparando órbitas rápidas con órbitas finales. | 45 |
| 4.2. | Valores de RMSE para el PW en cuatro estaciones utilizando órbitas ultra rápidas y órbitas finales. | 48 |
| 4.3. | Valores de RMSE para el cálculo de PW en cuatro estaciones, utilizando VMF1 y Niell. | 52 |
| 4.4. | Valores RMSE para PW en estación RAYN (días 226 a 230 de 2017), comparando diferentes ángulos de eliminación satelital en GPS con valores de sondeos. | 56 |

Atribuciones del uso de datos GPS

Este trabajo y sus resultados están basados parcialmente en observaciones de la red GPS TLALOCNet ([Cano et al. 2018](#)) operada por el Servicio de Geodesia Satelital (SGS) del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México. Agradecemos a todo el personal del SGS por el mantenimiento de las estaciones, la adquisición de datos, el soporte de IT a estas redes y la distribución de sus datos.

Las operaciones de la red TLALOCNet han sido apoyadas por proyectos de National Science Foundation EAR-1338091, NASA-ROSES NNX12AQ08G, CONACyT 253760, 256012 y 2017-01-5955 y los proyectos UNAM-Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) IN104213, IN109315-3 y IN104818-3 y el apoyo complementario de UNAM a través del Instituto de Geofísica.

Abstract

This study analyses various technical aspects of the GPS technique for measuring Precipitable Water Vapor and its gradients processed with the GIPSY-OASIS software from Jet Propulsion Laboratory. The principal goal of this thesis is to expand the use of GPS meteorology (GPS-Met) in researching the atmospheric hydrological cycle through the examination of several technical aspects of the GPS methodology. Specifically, the effects of satellite orbits, the tropospheric model, and satellite cut off angle are examined in detail. In addition to the technical analysis, we propose a new application of ZTD gradients, in order to examine diurnal, seasonal cycles and convective events. The North American Monsoon centered in north western Mexico, with its complex topography and deep convective regime, serves as the test case. The GPS data analysed in this thesis come from two international field campaigns, The North American Monsoon GPS Transect 2013 and The North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network 2017, as well as the TLALOCNet permanent GPS-Met network in Mexico. Understanding the effect of these parameters in the estimation of PW is critical for gauging errors associated with real time processing, as well as those associated with complex topography. Likewise, the use of ZTD gradients allows for inferring water vapor transport, a critical issue in the Monsoon. Results from error analysis demonstrate that GPS precipitable water vapor amount is insensitive to the use of real-time satellite orbits with errors (≈ 0.3 mm compared with final orbits). Furthermore, precipitable water errors are insignificant (≈ 0.5 mm) with respect to using Niell vs VMF1GRID mapping functions. In addition to these results, the water vapor values show better accuracy when they are estimated at 20° cutoff angle (≈ 5.5 mm) compared to radiosondes. ZTD gradients are shown to be physically realistic in representing water vapor gradients through the study of diurnal, seasonal cycles in addition to convective events. This thesis demonstrates the viability of GPS-Met for weather prediction in real time, as well as to understand the genesis, growth and intensity of the monsoonal rainfall in México.

Resumen

En el presente trabajo se analizan varios aspectos técnicos del procesamiento GPS para la medición de agua precipitable y su gradiente horizontal, utilizando el software GIPSY-OASIS del Jet Propulsion Laboratory. El objetivo principal de esta tesis es ampliar el uso de las aplicaciones de GPS en meteorología (GPS-Met) para el estudio del ciclo atmosférico-hidrológico, mediante la examinación de diversos aspectos técnicos de la metodología. Específicamente los efectos de las órbitas satelitales, la función de mapeo troposférica, y el ángulo de corte satelital que son examinados detalladamente. También, se propone una nueva aplicación de los gradientes de retraso total zenital (ZTD) para examinar el ciclo diario, y estacional y de eventos convectivos. El monzón de Norteamérica, centrado en el noroeste de México con su compleja topografía, y un régimen de convección profunda, sirve como la región de estudio en este trabajo. Los datos GPS utilizados provienen de dos campañas internacionales: El Transecto GPS 2013 del Monzón de Norteamérica y del Transecto GPS Hidrometeorológico 2017 del Monzón de Norteamérica, así como de la red permanente GPS-Met TLALOCNet. Entender el efecto de estos parámetros en la estimación de agua precipitable (PW) es crítico para evaluar errores asociados con procesamiento en tiempo real, así como de aquellos asociados con la complejidad de la topografía. Además, el uso de gradientes de ZTD permite inferir el transporte de vapor de agua, un asunto de gran importancia en el monzón. Los resultados del análisis de error demuestran que el estimado de agua precipitable con GPS es insensible al uso de órbitas satelitales en tiempo real, ya que sus valores de error son muy bajos (≈ 0.3 mm empleando órbitas ultra rápidas). A su vez, los errores en el estimado de agua precipitable resultan insignificantes (≈ 0.5 mm) con respecto al empleo de la función de mapeo Niell vs VMF1. Adicionalmente, los valores de PW calculados con un ángulo de eliminación de 20° (≈ 5.5 mm de error) se aproximarán más a los obtenidos con radiosondeos. Los gradientes de ZTD son mostrados para ser físicamente realistas en la representación de concentraciones de vapor de agua, a través del estudio de ciclos diarios, estacionales, además de eventos convectivos. Esta tesis demuestra la viabilidad del GPS-Met para la predicción de tiempo en tiempo real, así como para entender el inicio, evolución e intensidad de la precipitación monzónica en el noroeste de México.

Capítulo 1

Introducción

1.1. GPS

Para el estudio de fenómenos atmosféricos, desde tormentas severas hasta la naturaleza del sistema climático, se han utilizado diversas técnicas e instrumentos que permiten entender su origen y evolución. Dentro de los instrumentos actuales utilizados para el estudio de condiciones atmosféricas, particularmente el vapor de agua, se encuentra el Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés). Aunque la intención original de este instrumento fue principalmente el posicionamiento geodésico, debido al uso de múltiples frecuencias en las señales que este instrumento emplea (frecuencia de radio banda L) para transmitir la información desde sus satélites, se puede inferir la cantidad integrada de vapor de agua en una columna vertical (Bevis et al. 1992, 1994; Beutler et al. 1999), conocida como agua precipitable (PW por sus siglas en inglés). Esta aplicación ha sido de gran valor tanto para la comunidad científica de ciencias atmosféricas, como para la de previsión de tiempo y clima (Moker. et al. 2018).

Algunas de las múltiples aplicaciones de la técnica GPS en ciencias atmosféricas han sido, por ejemplo, la investigación de relaciones entre la cantidad de PW en la atmósfera y los sistemas de precipitación (Van Baelen et al. 2011), así como variaciones en el ciclo hidrológico-atmosférico a diferentes escalas temporales (Ohtani 2001; Adams et al. 2013; Serra et al. 2016), y la estimación de la tendencia global del contenido de vapor de agua y su variabilidad, que ahora es un tema de mayor importancia debido al calentamiento global (Gutman and Benjamin 2001; Gutman et al. 2004; Wang et al. 2016). El PW juega un papel crítico en el sistema atmosférico del planeta, su balance energético y la dinámica de su movimiento (esto sobre un amplio rango de escalas temporales y espaciales). Por ejemplo, a menores escalas (entre 10 - 100 km) la formación de tormentas convectivas es un fenómeno que depende críticamente de la cantidad de PW en la atmósfera, tanto en la intensidad de sus movimientos verticales, como por la lluvia que producen (Adams and Souza 2009; Adams et al. 2013, 2015; Serra et al. 2016; Adams et al. 2017). A mayor escala, como en la sinóptica

(~ 1000 km y con duración temporal de $\sim 1-7$ días), las lluvias que se producen en sistemas frontales también se alimentan del vapor de agua que converge en los frentes fríos (Van Baelen et al. 2011). Sin embargo, por la alta variabilidad temporal y espacial del PW, es difícil monitorear los cambios con alta resolución temporal y espacial utilizando instrumentos meteorológicos convencionales, dificultando tanto la previsión del tiempo como el entendimiento del sistema climático a una escala mucho mayor (Ohtani 2001; Sherwood et al. 2010; Moker et al. 2018).

Existen otros instrumentos diferentes al GPS que tienen la ventaja de capturar la distribución vertical del vapor de agua además del valor integral, por ejemplo, los radiosondeos y radiómetros. Los radiómetros pueden también direccionarse fuera de la vertical (Braun et al. 2003; Foster et al. 2006; Iwasaki et al. 2008; Wang et al. 2016). Varias plataformas satelitales, dependiendo de la metodología empleada, miden el PW o la distribución vertical de este. Por lo general, la forma de medición de estos instrumentos se deriva de la percepción remota a escalas globales de la radiación de ondas en infrarrojo, infrarrojo cercano y microondas (Gutman and Benjamin 2001; Van Baelen et al. 2011). Ejemplos de esto son las diferentes generaciones del Satélite Geoestacionario Ambiental Operacional (GOES por sus siglas en inglés), la Misión de Medición de Lluvia Tropical (TRMM por sus siglas en inglés), Terra, y Aqua por mencionar algunas (Bengtsson et al. 2003; Birkenheuer and Gutman 2005; Van Baelen et al. 2011). Sin embargo, cada instrumento y sistema de observación presenta ventajas y desventajas.

Para el caso de los radiosondeos, que son lanzados desde la superficie terrestre, tienen como ventaja el registro de mediciones de temperatura, humedad, vientos y presión de la atmósfera con alta precisión y resolución vertical (Bevis et al. 1992). Sin embargo, al tener un costo económico relativamente alto, por lo menos en nuestro país estos son utilizados en un número reducido de estaciones y con frecuencias de 1-2 veces al día en el mejor de los casos, típicamente a las 0Z y 12Z (UTC + 0). Con estas restricciones, las mediciones obtenidas son generalmente inadecuadas para resolver la variación temporal del vapor de agua, la cual ocurre a escalas mucho más finas que en las escalas de la variabilidad de la temperatura y los vientos, particularmente en los trópicos (Bevis et al. 1992).

Los radiómetros de vapor de agua (WVR por sus siglas en inglés), son otro tipo de instrumentos que miden la radiación de fondo en el rango de frecuencias de microondas producidas por el vapor de agua, por lo que se puede estimar PW y la estructura vertical a lo largo de la línea de observación, además de medir simultáneamente el agua líquida integral (IWL por sus siglas en inglés) a lo largo de la misma línea. También presenta la ventaja de realizar mediciones de manera

continua, lo que resulta en una alta resolución temporal. Sin embargo, aunque este instrumento no se vea afectado por la luz o cobertura moderada de nubes, su rendimiento puede disminuir en presencia de nubes pesadas y durante períodos de precipitación (Bevis et al. 1992).

En cuanto a los sistemas de observación satelital, cada uno también tiene sus ventajas y desventajas. Con las observaciones de GOES se puede obtener la localización de humedad, así como el valor total de la columna de vapor de agua (Birkenheuer and Gutman 2005; Van Baelen et al. 2011). Además, tiene una alta resolución temporal (≈ 15 minutos) y espacial (4 km x 4 km en frecuencia infrarroja). Sin embargo, en presencia de nubes no puede estimar correctamente los valores de PW. Otros instrumentos como GPM/TRMM, que miden lluvia intensa a moderada en los océanos tropicales y subtropicales, además del total de la columna de vapor que se observan empleando la frecuencia en el rango de microondas, no son limitados por la presencia de nubes. Sin embargo, su resolución temporal (25 km x 25 km) y espacial (≈ 3 horas) no es la más adecuada para capturar fenómenos atmosféricos de pequeña escala (Albert et al. 2005; Wang et al. 2016). Terra y Aqua son otros instrumentos empleados para la observación y estudio de la atmósfera. Terra provee de observaciones de vapor de agua, vientos y movimientos de nubes con sensores como ASTER, MISR y MODIS, mientras que Aqua proporciona información referente al ciclo del agua de la Tierra, lo que incluye observaciones de PW en la atmósfera, nubes, precipitación, humedad en el suelo con los sensores AMSR-E, MODIS, AMSU-A principalmente. Sin embargo, al estar estos sensores en satélites de órbita polar, los instrumentos no tienen la resolución temporal necesaria para observar ciertos fenómenos atmosféricos, como sistemas convectivos de mesoescala.

Dada la falta de instrumentos o sensores en órbita que puedan medir PW a una alta frecuencia (≥ 5 minutos), las mediciones de este obtenidas mediante la técnica GPS resultan muy atractivas, ya que en particular y a diferencia de la gran mayoría de las otras plataformas observacionales de vapor de agua, el GPS opera satisfactoriamente en todo tipo de condiciones atmosféricas, incluyendo eventos de precipitación (Bevis et al. 1992). Esta ventaja, es particularmente atractiva para el estudio de PW en regiones tropicales y subtropicales de los sistemas monzónicos en donde la convección atmosférica domina. Al tener una resolución temporal tan alta como en el GPS, se posibilita el análisis de la evolución temporal de fenómenos atmosféricos como las tormentas convectivas que tienen una vida de unas cuantas horas (Adams et al. 2011, 2013, 2017). Dado que el GPS es igualmente un sistema robusto, puede servir para el análisis de tendencias de clima a largo plazo. Así que, con redes de estaciones GPS se puede monitorear no únicamente la evolución temporal, sino que incluso la evolución espacial de fenómenos atmosféricos. Por ejemplo, con lo que en meteorología se puede considerar una red densa (≈ 10 GPS) en un área

aproximadamente de 100 km por 100 km se ha podido investigar la evolución de sistemas convectivos y los campos de vapor de agua en la escala en la que el fenómeno se desarrolla (10-100 km) (Ohtani 2001; Adams et al. 2015, 2017).

Alrededor del mundo se ha establecido la red del [Servicio Internacional GNSS](#) (Global Navigation Satellite System), conformado por más de 500 estaciones GPS distribuidas globalmente, que son utilizadas en la determinación de órbitas con una precisión mejor a los 5 cm en apoyo a las actividades de investigación geofísica y geodésica (Beutler et al. 1999; Bengtsson et al. 2003). El sistema estadounidense GPS consiste mínimamente de 24 satélites distribuidos en seis planos orbitales que transmiten señales de radio de banda L (longitudes de onda entre 19 y 22 cm) (Bevis et al. 1992; Bengtsson et al. 2003; Misra and Enge 2006). Los desarrollos en la solución de posiciones GPS han permitido que la estimación del vapor de agua se pueda obtener con precisión de 1.5 mm para ventanas de tiempo de 30 minutos o de 2.4 mm para ventanas de 5 minutos según los parámetros satelitales que se utilicen (errores obtenidos de comparaciones con mediciones de radiómetros y radiosondeos) (Ohtani 2001; Wang et al. 2016).

En ciencias atmosféricas, el sistema GPS emplea dos técnicas para la observación de vapor de agua en la atmósfera. En la primera, de la que se ha hablado hasta ahora, las señales de frecuencia doble son registradas en receptores GPS. El retraso de estas señales en su viaje a través de la tropósfera húmeda es proporcional al valor integral de vapor de agua (p. ej. PW) sobre la línea de observación desde el satélite hasta el receptor GPS (Bevis et al. 1994; Bengtsson et al. 2003), descrita más a detalle en el Capítulo 3. Aunque no es tema de este trabajo, la segunda metodología empleando GPS para obtener perfiles de vapor de agua es la técnica de radio ocultación. Esta utiliza satélites en órbita baja (LEO por sus siglas en inglés) y se basa en el cambio de la frecuencia de las señales GPS en función de la refractividad atmosférica (Kursinski et al. 2000; Bengtsson et al. 2003; Misra and Enge 2006).

Al tomar ventaja de la naturaleza de las señales de radio utilizadas en el GPS, se deben considerar varias fuentes de error en la solución de posiciones GPS que puedan afectar la precisión de la medición de PW. Por ejemplo, las fuentes de error debidas al modelo troposférico utilizado, al tipo de órbitas (parte de efeméride satelital) utilizadas, así como al ángulo de corte (cut-off angle) definido para el registro de observables de los satélites GPS. Estos 3 parámetros influyen directamente en la precisión del cálculo del retraso total zenital (ZTD por sus siglas en inglés) y del que se obtiene el PW. El análisis del error en los tipos de órbitas disponibles: ultra rápidas (disponibles en menos de una hora), rápidas (disponible al día siguiente) y finales (disponibles en ≈ 2 semanas) (Beutler et al. 1999), permite conocer si las estimaciones GPS para PW son adecuadas empleando órbitas ultra rápidas,

posibilitando su generación con latencias bajas y potenciando así su empleo operacional para la previsión de tiempo en modelos numéricos atmosféricos (Moker. et al. 2018).

Este uso en particular ha sido una meta que se tiene por alcanzar, al poder ser de utilidad para varios grupos de previsión de tiempo atmosférico dentro y fuera del Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM. Otro elemento que influye en la sensibilidad del procesamiento GPS para la obtención de PW, es el procesamiento realizado con diferentes funciones de mapeo atmosférico (p.ej. Niell o Vienna mapping Function [VMF1]; Niell (1996); Boehm and Schuh (2004); Zus et al. (2014)). Modificar el modelo troposférico utilizado en la solución de observables GPS permite analizar la influencia de topografía o región climática (p.e.j, representación del espesor de la atmósfera), lo cual tiene implicaciones para la precisión del PW derivado de GPS. Finalmente, la representatividad (i.e., el cono de visión) de una estación GPS, al ser una función del ángulo de corte (ángulo debajo del cual no se registran en el receptor las señales de un satélite GPS), la representatividad del PW estimado podrá ser el de un cono de observación más o menos amplio, de acuerdo con el valor de este ángulo (Fang et al. 1998). Al incrementar su valor, el cono de visión del PW es más cerrado, por lo que puede aproximarse más a aquellos valores de PW derivados de sondeos y/o radiómetros.

Además de estas consideraciones en la metodología de soluciones de posiciones GPS, también existen otros productos del vapor de agua además del PW. Una aplicación meteorológica es el cálculo del gradiente horizontal del retraso total zenital (ZTD) con únicamente un receptor GPS (Bar-Sever et al. 1998). El uso de este gradiente podría permitir inferir indirectamente el transporte del vapor de agua presente en la atmósfera en regiones de interés con suficientes instrumentos de medición GPS como lo es actualmente en el noroeste de México. Considerando estos puntos, este proyecto de tesis tiene dos propósitos: *i*) el primero es fundamentalmente técnico al analizar el efecto de las órbitas, modelos atmosféricos y ángulo de eliminación en la precisión del cálculo de PW, *ii*) el segundo es una aplicación meteorológica enfocada en el empleo de los gradientes de ZTD generados en el procesamiento. Debido al reciente incremento en infraestructura meteorológica GPS en Mexico (p.ej TLALOCNet), así como a dos experimentos meteorológicos GPS: The NAM GPS Transect Experiment 2013 (Serra et al. 2016) y The North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network 2017 (Adams et al. 2018), se utilizan en este trabajo datos de 8 estaciones GPS de estos dos experimentos y de la red TLALOCNet (Cano et al. 2018), que se encuentran distribuidas en los estados de Sonora y Chihuahua.

1.2. Monzón de Norteamérica

El presente trabajo se enfoca en el estudio de la técnica GPS meteorológica (GPS-Met), utilizando datos del noroeste de México, durante la época del monzón. El motivo de la selección de esta área de estudio se debe a la infraestructura observacional ya existente y observaciones de campañas previas durante los años 2013 y 2017; además de ser una región con topografía muy compleja situada entre valles y montañas, en la parte este de la Sierra Madre Oriental ([Adams and Comrie 1997](#); [Serra et al. 2016](#)). A grandes rasgos, un monzón es un régimen de lluvias muy particular donde, la época seca y de lluvias se alternan con una inversión en la dirección de los vientos predominantes a escala continental ([Moran and Morgan 1991](#)). Este fenómeno se presenta en las regiones tropicales/subtropicales de África, Asia y la parte norte-centro de América ([Moran and Morgan 1991](#)). El monzón localizado principalmente en el oeste, noroeste de México y extendiéndose hacia el suroeste de los EUA, se conoce como Monzón de Norteamérica (NAM por sus siglas en inglés), caracterizado por un pronunciado incremento en las lluvias (pasando de de un junio extremadamente seco a un julio lluvioso), con una duración temporal de hasta mediados de septiembre ([Bryson and Lowry 1955a,b](#); [Krishnamurti 1971](#); [Adang and R. 1985](#); [Douglas et al. 1993](#); [Adams and Comrie 1997](#); [Adams and Souza 2009](#)).

El origen de este cambio ha sido estudiado con anterioridad, atribuyendo la fuente de humedad a diferentes orígenes tanto marinos: el océano Pacífico del este, el golfo de California (GoC) en niveles bajos de la tropósfera, el golfo de México en niveles altos de la tropósfera; así como a fuentes de origen continental tales como: el reciclaje de humedad, evapotranspiración en la región o de la precipitación durante el NAM, el cual puede llegar a ser hasta de un 10 % del total de la precipitación monzónica ([Dominguez et al. 2016](#)). Al considerar una zona más extensa, que abarque México, las fuentes terrestres de vapor de agua contribuyen alrededor de un 40 % a la lluvia monzónica. Sin embargo, recientemente se han retomado las discusiones sobre las fuentes de humedad de este fenómeno ([Bosilovich et al. 1992](#); [Hu and Dominguez 2015](#); [Dominguez et al. 2016](#); [Ralph and Galarneau. 2017](#); [Pascale et al. 2017](#); [Jana et al. 2018](#)). También, debido a los efectos del calentamiento global, se espera un impacto en el ciclo hidrológico y la intensificación de eventos extremo ([Pascale et al. 2016](#); [Castro et al. 2018](#)).

Aunque entender las fuentes de humedad marítimas y terrestres del NAM no es el objetivo de este trabajo, la metodología GPS para el cálculo de PW y de gradientes de ZTD son de utilidad para las investigaciones del rastreo de las fuentes de humedad y transporte de vapor de agua. En el NAM, las fuentes de humedad marítima se atribuyen principalmente a dos zonas: el este tropical del golfo de California, el océano Pacífico (ambos en niveles bajos de la tropósfera) y el golfo

de México (transportando en niveles altos de la tropósfera) (Carleton 1986; Adams and Comrie 1997; Dominguez et al. 2016). También, se ha observado un fuerte flujo de vapor con dirección norte en el suroeste de Estados Unidos proveniente del golfo de California y un flujo más débil para la región de Arizona proveniente de la vertiente este de las Montañas Rocallosas, reflejando que la mayor cantidad de precipitación en esa zona se encuentra por debajo del nivel de los 800 milibares (mb), por lo que el golfo de México pareciera no contribuir en esos niveles al existir topografía por encima de esta elevación (Adams and Comrie 1997).

En la parte oeste del parteaguas continental de norteamérica, es el océano Pacífico en la costa mexicana quien provee la mayor cantidad de vapor de agua a una altura de 700 mb. Para el desierto de Sonora, se ha sugerido que el flujo promedio de vapor de agua es en niveles altos de la tropósfera (entre 700 mb y 200 mb), y que tiene su origen en el golfo de México, mientras que en niveles bajos este proviene del golfo de California (Adams and Comrie 1997). Aunque se considere al golfo de California como la fuente principal de humedad en la Sierra Madre Occidental, es aceptada la idea que el golfo de México y el Pacífico contribuyen también (Carleton 1986; Adams and Comrie 1997; Bosilovich et al. 1992). Sin embargo, la mezcla de las diversas fuentes de humedad en las regiones elevadas del noroeste de México dificulta reconocer la contribución de cada una con precisión, particularmente cuando se toman en cuenta los sistemas observacionales actuales. Se espera que la infraestructura observacional GPS desarrollada en años recientes pueda contribuir a un mejor entendimiento de este problema.

De las observaciones realizadas en 2013 y 2017 y el registro continuo de la red TLALOCNet, se tiene una cantidad significativa de datos de estaciones GPS distribuidas en el noroeste de México (Serra et al. 2016). De estos, se obtuvo información de 8 estaciones GPS-Met (BASC, KINO, MZTN, OPDE, RAYN, USMX, TNCU, YESX) descritas en el Capítulo 3, que serán utilizadas para aplicar la técnica GPS de estimación de vapor de agua y tener un mejor entendimiento técnico de la misma. Para esto, realizamos un análisis estadístico de errores en el cálculo de PW debido a tres diferentes fuentes de error muy comunes, las cuales incluyen el tipo de órbitas utilizadas (rápidas y finales), las funciones de mapeo atmosférico (p. ej. Niell o VMF1) y el cambio en el ángulo de corte, empleados para el procesamiento con el software GIPSY. El uso de órbitas rápidas, en lugar de órbitas finales, podría ser de gran importancia para la asimilación de PW proveniente de datos GPS en la previsión del tiempo atmosférico dentro y fuera del CCA. Además, entender la precisión del PW de la técnica GPS es importante para realizar estudios comparativos con otras fuentes de datos de PW, como datos de reanálisis, datos de sondeos y radiómetros. Finalmente, el estudio de los gradientes de ZTD hará una aportación en los debates sobre fuentes de humedad para el monzón.

En las siguientes secciones, se describen los fundamentos teóricos de la técnica GPS, así como de las fuentes de error más comunes que influyen en la obtención de PW y de la aplicación meteorológica (gradiente). Posteriormente se presenta la metodología empleada en el presente trabajo, así como los resultados obtenidos para finalmente presentar algunas conclusiones.

Capítulo 2

Marco Teórico

En esta sección se presenta una descripción teórica de los elementos principales del sistema GPS que son considerados para el cálculo de PW, así como de los parámetros que influyen en la precisión del cálculo del ZTD troposférico y su aplicación meteorológica del gradiente horizontal. Esto incluye una explicación sobre el funcionamiento general del posicionamiento utilizando el sistema GPS y la obtención del PW, así como las fuentes de error más comunes que se presentan durante el análisis de observables GPS, de los cuales, en este trabajo son analizados: el tipo de órbitas satelitales, las funciones de mapeo atmosférica, así como el ángulo de corte de observación satelital.

2.1. GPS

Existen diferentes técnicas utilizadas para la medición de PW, tales como sondeos directos, de percepción remota como los radiómetros de vapor de agua en base terrestre y en plataformas satelitales y el Sistema de Posicionamiento Global (Bevis et al. 1992). La técnica utilizada en el presente trabajo es la de GPS, por lo que se realiza la descripción de su funcionamiento, sus consideraciones teóricas y cómo se puede aplicar con fines meteorológicos. Para esto, consideramos sus características, tales como: el funcionamiento del sistema, las características de las señales GPS y su interacción con la atmósfera y el cálculo de posiciones.

La señal GPS transmitida desde los diferentes satélites en cada una de sus constelaciones interactúa con vapor de agua que, aunque no es una componente presente en grandes cantidades en la atmósfera, debido a su composición electrónica dipolar tiene una fuerte influencia en la señal al causar un retraso en el tiempo de viaje desde el satélite hasta la antena receptora (Bevis et al. 1992; Misra and Enge 2006). Este ZTD permite estimar el total de vapor de agua en una columna de aire (i.e. PW) sobre la antena GPS receptora (Bevis et al. 1992). De aquí, surge la aplicación de la técnica GPS en meteorología. Sin embargo, debido a la complejidad del sistema GPS y la gran cantidad

de elementos que lo conforman, existen fuentes de error que contribuyen al balance de error y la precisión del cálculo de PW como: 1) las órbitas satelitales utilizadas (ultra rápidas, rápidas o finales), 2) la función de mapeo de la atmósfera (VMF1 o Niell), 3) el ángulo de corte de satélites, 4) la composición de la atmósfera, entre otros. En las siguientes secciones de este capítulo se describen los fundamentos teóricos de la técnica GPS para estimar PW.

2.1.1. Definición

El sistema de posicionamiento global estadounidense (GPS) consiste en una constelación de más de 24 satélites de órbita media, divididos en seis planos orbitales y cada uno con al menos cuatro satélites. Cada plano orbital tiene un ángulo de 55° con el plano ecuatorial, el cual está referido al ángulo de inclinación de la tierra. Las órbitas están separadas entre sí cada 60° hasta completar 360° . El semi eje mayor de cada órbita satelital es de $\pm 26,560$ km, y rotan alrededor de la Tierra dos veces en un día sideral (tiempo que tarda la Tierra en dar una vuelta sobre su propio eje, independientemente de la posición del Sol; Tsui (2005)). De acuerdo a estas características, se tienen tres tipos de satélites (Misra and Enge 2006):

- LEO (Low Earth Orbit): satélites con altitudes menores a 2,000 km, visibles de 10 a 20 minutos en el momento de tránsito desde la tierra.
- MEO (Medium Earth Orbit): satélites en altitudes de 5,000 y 20,000 km y con dos a cuatro órbitas por día, visibles típicamente por muchas horas en cada recorrido (empleado en GPS).
- GEO (Geostacionary Orbit): satélites en una órbita de 36,000 km sobre el ecuador, por lo que su cobertura es en latitudes altas.

Los satélites contenidos en estas órbitas, MEO para GPS, transmiten señales de radio en un ancho de banda de ultra alta frecuencia en la banda L (1.2 GHz a 1.6 GHz) a receptores GPS que utilizan el sistema para navegación, transferencia de tiempo o posicionamiento preciso (Figura 2.1). El uso de este ancho de banda permite eliminar errores debido al viaje de la señal a través de la ionósfera y tropósfera, evitando la atenuación de la señal (Tsui 2005; Misra and Enge 2006).

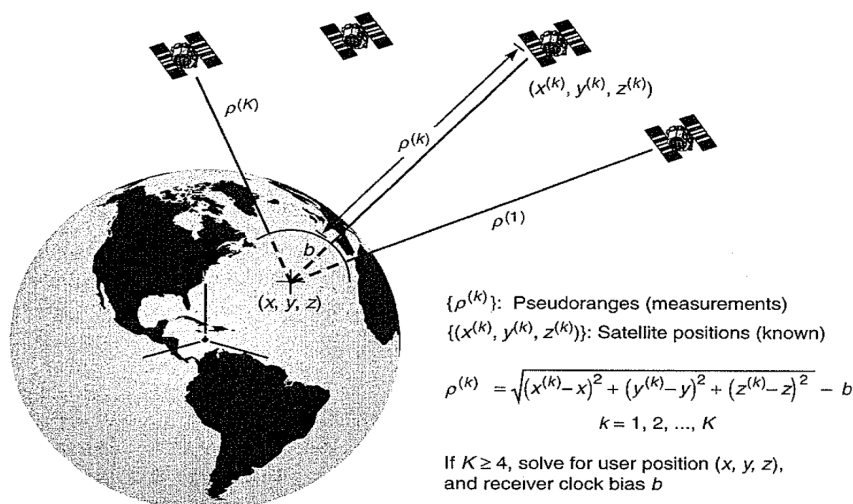


Figura 2.1: Principio de navegación satelital. Trayectoria de señal de radio entre receptor y satélite GPS (Misra and Enge 2006).

2.1.2. Funcionamiento

Para estimar la posición de cada satélite en cuatro dimensiones (tres coordenadas de posición espacial y una de tiempo), se requiere tener visibles por lo menos cuatro satélites. Los métodos de selección de órbitas estarán determinados por el número de satélites funcionando en la constelación, así como por el diseño de estos. La medición del tiempo verdadero de transito de la señal desde el satélite hasta el receptor, requiere que los relojes en cada uno se mantengan en sincronía (Misra and Enge 2006). Entonces, la calidad en la determinación de la posición, velocidad y tiempo obtenidas en cada GPS dependerán de: *i*) el número de satélites en vista, así como de su distribución espacial (geometría satelital) y *ii*) del pseudorange y promedio de mediciones en el mismo (Kaplan and Hegarty 2006; Misra and Enge 2006). Para tener una alta precisión y calidad de las observaciones GPS, se requiere conocer las fuentes de error que las afectan:

- Los mensajes de navegación de los parámetros que especifican cada posición del satélite (Misra and Enge 2006).
- Los pseudoranges de observación (Misra and Enge 2006).
- Los retrasos en la propagación de la señal durante su viaje en la ionósfera y tropósfera, lo que distorsiona la señal (Misra and Enge 2006).
- Las pseudotrayectorias en la señal observada (Misra and Enge 2006).

Como consecuencia, es importante conocer la estructura general de cada señal, que consiste en tres componentes (Misra and Enge 2006):

- Portador: señal sinusoidal de frecuencia de radio entre $f_{L1} = 1575,42$ MHz y $f_{L2} = 1227,60$ MHz.
- Código de rango: familia de códigos binarios llamados secuencias de ruido pseudoaleatorias o códigos PRN (Pseudo-Random Noise, en inglés) con propiedades matemáticas especiales que permiten a cada satélite transmitir en la misma frecuencia sin interferir con otros, así como también permite rangos de medición precisos, y mitigación de los efectos del deterioro de las señales reflejadas o interferencias recibidas en la antena GPS.
- Datos de navegación: mensaje codificado que contiene información del estado de cada satélite, efemérides (posición y velocidad del satélite), parámetros de reloj y un almanaque obtenido de información de efemérides, reducido en precisión y con todos los satélites en la constelación.

Para el cálculo de posición, velocidad y tiempo (PVT) se requiere determinar las distancias entre satélites y receptores GPS, ya sea mediante la medición del tiempo de viaje de las señales de radio, propagadas de satélites a receptores (pseudorange); o de las mediciones sobre un período más largo de tiempo al encontrar la asociación de las longitudes de las trayectorias con una técnica de interferómetro (medición de fase; [Kaplan and Hegarty \(2006\)](#); [Misra and Enge \(2006\)](#)). Los cálculos de distancias utilizando ambos métodos se complican por la presencia de la atmósfera, que atenúa la velocidad de transmisión de las ondas electromagnéticas, y por el incremento en la longitud de la trayectoria recorrida entre el receptor y el satélite que afecta el tiempo de viaje de la señal GPS y que introduce un retraso aparente en el tiempo de propagación de la señal ([Misra and Enge 2006](#)). El retraso debido a la ionósfera se puede determinar y remover al grabar en ambas frecuencias (L1 y L2), y explotando las relaciones de dispersión conocidas para la ionósfera, mientras que para la estimación debido a la atmósfera neutral se debe realizar de otra manera, al no ser dispersiva en frecuencias GPS ([Bevis et al. 1992](#)).

Sin embargo, el posicionamiento de puntos con precisión de este orden introduce complicaciones, tales como: algunas fuerzas gravitacionales responsables de las mareas, lo que resulta en desplazamientos permanentes dependientes de la latitud, y con componentes de períodos diurnos y semidiurnos en sus amplitudes, así como a la carga oceánica sobre los continentes que igualmente produce desplazamientos con componentes diurnas y semi-diurnas ([Misra and Enge 2006](#)). El software [GIPSY-OASIS](#) (GPS Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis SIMulation Software package del Jet Propulsion Laboratory-Caltech [JPL por sus siglas en inglés]) empleado en este estudio utiliza el método de Precise Point Positioning ([Zumberge et al. 1997](#)). Otra técnica (no utilizada por GIPSY) para el cálculo de la posición emplea una metodología diferente a PPP llamada diferencias dobles (double

differencing en inglés), en donde el error común en los relojes de dos satélites y dos receptores es eliminado.

En cuanto a la estimación de la posición del receptor GPS, existen diversos métodos que permiten obtenerlo desde un punto al resolver ambigüedades de la fase portadora (carrier), eliminando parámetros de ruido y ambigüedades, por ejemplo, con el uso del método de Precise Positioning Point (PPP). Esta metodología permite obtener posiciones estimadas con errores en mediciones reducidas a nivel milimétrico, a partir de las mediciones de fase portadora y de diferencias finitas (Misra and Enge 2006; Kaplan and Hegarty 2006). Para esto, la solución de posición no utiliza las efemérides ni datos de reloj transmitidas directamente por los satélites GPS, sustituyéndolos por archivos de reloj de precisión y posición de satélites (efemérides) proveídas por redes externas como el [Servicio Internacional GPS](#).

El beneficio de esto, radica en la libertad de no necesitar mediciones simultáneas en dos sitios distintos ni tener un límite en la longitud de la línea de base entre receptores (Kaplan and Hegarty 2006). Sin embargo, el posicionamiento PPP introduce algunas complicaciones, tales como: la necesidad de considerar fuerzas gravitacionales responsables de las mareas y cargas oceánicas, lo que resulta en desplazamientos dependientes latitudinalmente. El software GIPSY-OASIS (GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software package) empleado en este trabajo, utiliza el método de PPP, Mientras que otros softwares, emplean para el cálculo de la posición una metodología diferente al PPP llamada diferencias dobles, en donde el error común entre los relojes de dos satélites y dos receptores es eliminado.

2.2. Fuentes de error en el posicionamiento GPS

La precisión en la determinación de la posición y velocidad de un receptor GPS depende de la compleja interacción de varios factores, principalmente de la calidad de las mediciones del pseudorango y/o fases portadoras, así como de los datos de navegación obtenidos. Para analizar el efecto de los errores en la precisión de las observaciones, se asume que las fuentes de error pueden ser colocadas individualmente al pseudorango de cada satélite. Cada fuente de error puede ser vista como una proporción de los valores del pseudorango (Kaplan and Hegarty 2006). Las componentes del error suelen ser consideradas independientes, sin embargo, en casos particulares se pueden modelar de tal forma que dependan de las mediciones en otros satélites o con diferentes distribuciones de la varianza (Kaplan and Hegarty 2006). El error en precisión de la solución de tiempo/posición GPS se expre-

sa como el producto del factor de geometría (FG) por un factor de error en el pseudorango (FEPR; Ecuación 2.1 de [Kaplan and Hegarty \(2006\)](#)):

$$\left(\text{error solución GPS} \right) = \left(FG \right) \times \left(FEPR \right) \quad (2.1)$$

en donde el factor de geometría está definido de acuerdo con la estimación de las componentes horizontal y vertical de la solución de navegación del satélite, mientras que el factor de error de pseudo-rango es el error de rango equivalente de usuario ([Kaplan and Hegarty 2006](#)).

Las compensaciones del satélite y del reloj del receptor son directamente traducidos en los errores de pseudorango y fase portadora. El componente del código PRN del satélite experimenta retrasos conforme se propaga a través de la atmósfera, haciendo el pseudorango aparentemente más largo de lo que debería ser si este viajara en el vacío. El componente portador de la señal es retrasado por la atmósfera y avanzado por la ionósfera (divergencia ionosférica). Además, las reflexiones y los posibles efectos de equipo debidos a la no isotropía azimutal de la antena del receptor GPS pueden causar retrasos o avances en la velocidad de transmisión de la señal GPS ([Kaplan and Hegarty 2006](#)). La diferencia total del tiempo (offset en inglés) debido a todos estos efectos en la componente del PNR de cada señal recibida es la Ecuación 2.2 tomada de [Kaplan and Hegarty \(2006\)](#):

$$\delta t_D = \delta t_{atm} + \delta t_{noise\&int} + \delta t_{mp} + \delta t_{hw} \quad (2.2)$$

en donde:

δt_{atm} = retrasos debido a la atmósfera

$\delta t_{noise\&int}$ = errores debido al ruido e interferencia en el receptor

δt_{mp} = offset debido a multitrayectorias

δt_{hw} = offset debido al instrumento receptor

De manera general, existe un número de fuentes que contribuyen al error de las mediciones GPS: *i*) el ángulo de elevación a la que el receptor GPS observa satélites, *ii*) efemérides y órbitas satelitales, *iii*) funciones de mapeo atmosférico, entre otros ([Bevis et al. 1992](#); [Misra and Enge 2006](#)).

2.2.1. Ángulo de corte

Las antenas receptoras GPS son instrumentos omnidireccionales, por lo que son susceptible a reflexiones de la señal a bajas elevaciones ([Duan et al. 1996](#)). El efecto de multitrayectorias (reflexiones) aumenta en mediciones de ángulos bajos, aunque estas mediciones son útiles para mejorar la geometría satelital y reducir el error formal individual del vapor integral de agua (IWV por sus siglas en inglés), que es lo que

se convierte en PW. La precisión del IWV obtenido de observaciones GPS es afectado por la dependencia que tiene al ángulo de elevación (Ning and Elgered 2012), por lo que en principio se desea contar con ángulos de corte más altos para la estimación de la tendencia de IWV (Figura 2.2). En los procesos de análisis, mayormente se trabaja únicamente con observaciones de ángulos de elevación mayores a 15° (Duan et al. 1996). Los errores dependientes de la elevación pueden ser detectados usualmente variando el ángulo de corte en los observables GPS (Fang et al. 1998). Los parámetros variables más sensibles al cambio en el ángulo de corte son: el ruido por multitrayectorias y las funciones de mapeo (Fang et al. 1998).

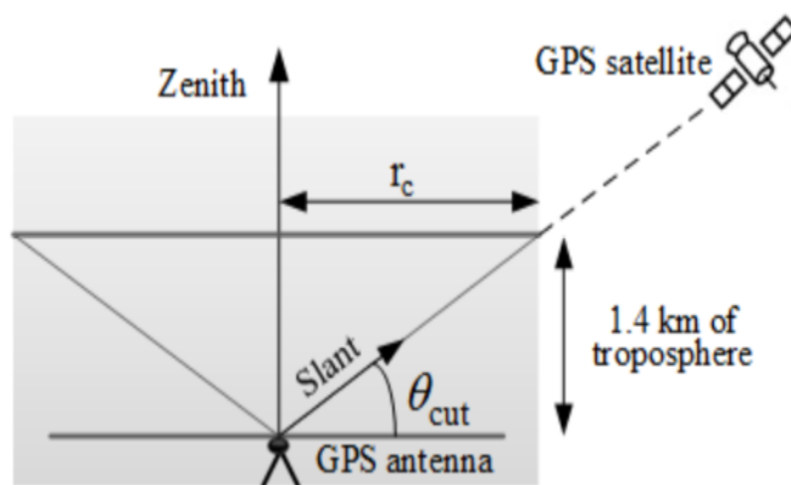


Figura 2.2: Representación del ángulo de observación del receptor GPS con el ángulo de corte (elevación) θ . Modificado de Tang et al. (2016).

De acuerdo a Ning and Elgered (2012), la mejor correspondencia en las tendencias del IWV son obtenidas para las soluciones con un ángulo de elevación de 25° , teniendo un coeficiente de correlación de 0.88. El valor del ángulo de elevación de eliminación óptimo, al identificar la menor diferencia de RMS en series de tiempo de IWV entre GPS y radiosondeos, está típicamente entre 10° y 25° . Sin embargo, el ángulo de corte óptimo dependerá de la aplicación, ya que el número de observaciones satelitales GPS cae en un 50 % cuando el ángulo de es mayor a 25° , y la incertidumbre de 0.3 kg/m^2 para 5° hasta 5 kg/m^2 para la solución a 40° .

Un valor alto en el ángulo implica una geometría satelital pobre y una mayor incertidumbre en las estimaciones individuales, aunque al mismo tiempo se reduce el impacto de los errores sistemáticos que tienden a aumentar con ángulos de elevación baja (Ning and Elgered 2012). El cálculo de PW mediante GPS, es obtenido a partir de las observaciones realizadas en partes observadas en la atmósfera dentro de radio del cono de observación, el cual depende del ángulo de corte

(Tang et al. 2016). Esto quiere decir que, entre más estrecha sea su visión, la representación estimada del PW debería ser más apegada a la realidad, sin embargo, como esto implica trabajar con menor cantidad de satélites entonces el error puede por otra parte aumentar (Ning and Elgered 2012).

2.2.2. Efecto por efemérides y órbita

Los errores en el pseudorango efectivo y la fase portadora debido a errores en la predicción de efemérides se realiza proyectando el vector del error de la posición del satélite en el vector de satélite de órbita baja (LEO) a usuario (Kaplan and Hegarty 2006). Los errores son generalmente menores en la dirección radial (desde el satélite hasta el centro de la Tierra) y mayores en la dirección tangencial y perpendicular del viaje del satélite (Figura 2.3), por lo que este error puede variar según la localización de cada usuario.

El error en los valores de pseudorango y fase portadora debido a la predicción de la efeméride tienen una desviación estándar de 0.8 m (Kaplan and Hegarty 2006). Estimaciones de las efemérides para todos los satélites son calculadas y enviadas a los satélites en conjunto con otros parámetros del mensaje de datos de navegación para retransmitir al usuario (Kaplan and Hegarty 2006). La calidad de las órbitas predichas juegan un papel importante en la sensibilidad del vapor de agua atmosférico utilizando datos GPS, cambiando de acuerdo al método utilizado para calcular el ZTD (Douša 2010).

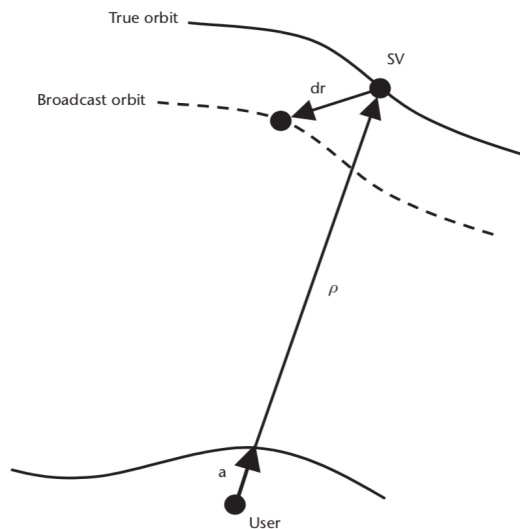


Figura 2.3: Diagrama del cálculo de error entre la trayectoria (efeméride) del satélite contra la estimada. Tomada de Kaplan and Hegarty (2006)

Los relojes satelitales calculados con órbitas precisas, son capaces de compensar por lo menos en un 96 % los errores orbitales radiales (Douša 2010). Para el caso del procesamiento con PPP, la componente

radial influye fuertemente en el valor de ZTD, especialmente cuando el satélite está cerca al zenit, por lo que los errores orbitales pueden ser absorbidos por el reloj satelital y sus ambigüedades (Douša 2010). La componente tangencial de la órbita causa un error máximo en ZTD, cuando el ángulo de elevación es 45° y si el error orbital está dirigido desde o hacia la estación GPS.

Diversos factores, tales como: la variación de las constelaciones satelitales, la configuración de las redes GPS y satelitales, así como las estrategias pre-procesamiento, hacen una gran diferencia en las situaciones en las que los errores satelitales pueden ser absorbidos dentro de los diferentes constituyentes de cada modelo (Douša 2010). En algunos casos las ambigüedades son capaces de absorber una porción significativa de los errores de efeméride, lo que ayuda a superar potenciales deficiencias en la predicción de las órbitas reales. Aplicar una técnica robusta que revise las órbitas satelitales basada en las observaciones residuales es normalmente suficiente para evitar defectos significativos en la estimación de ZTD (Douša 2010), y por consiguiente, de PW.

Por otro lado, el planeta Tierra al no ser una esfera perfecta altera la órbita de los satélites. Además, la presencia de la luna y el sol tiene efectos en el movimiento del satélite. Debido a estos elementos, la órbita del satélite debe ser modificada por algunas constantes, que posteriormente serán transmitidas por el satélite o por archivos de y por consiguiente obtenidas desde las efemérides (Tsui 2005). Anteriormente, para redes amplias de receptores o líneas de base GPS muy largas, el error de órbita era el principal contribuyente al valor de error presente en las observaciones GPS (Beutler et al. 1999) como se presenta en la Ecuación 2.3.

$$\Delta\rho_{coord} \approx \frac{l}{d} \times \Delta\rho_{orbit} \quad (2.3)$$

donde:

$\Delta\rho_{orbit}$ es el error en la posición del satélite (error de órbita)

$\Delta\rho_{coord}$ es el error de coordenada inducido (diferencial)

l es la longitud aproximada de la línea de base (diámetro de la red)

d es la distancia aproximada entre el área de investigación y los satélites GPS utilizados (20,000 - 25,000 km aproximadamente)

En la Figura 2.4, se muestra una desviación de la media en los valores de las coordenadas de hasta 0.25 m al trabajar con órbitas provenientes de observaciones, mientras que para las coordenadas de posiciones estimadas con órbitas IGS (calculadas), la desviación es esencialmente nula.

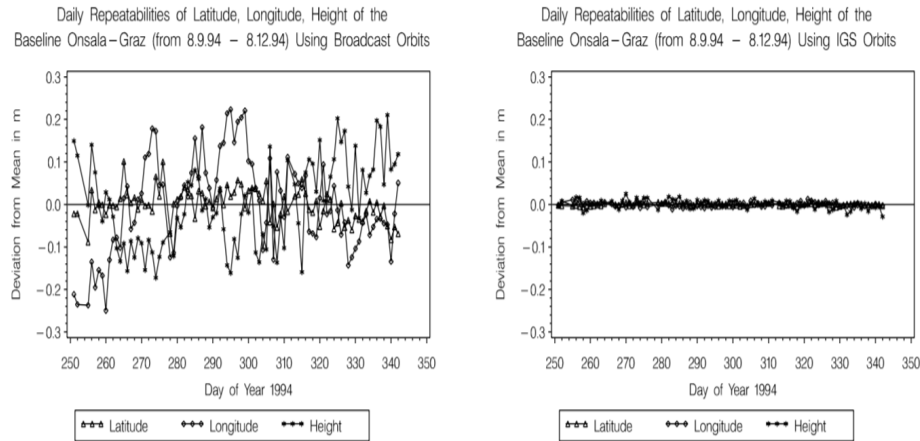


Figura 2.4: Coordenadas repetitivas de latitud, longitud y altura de la línea de base Onsala-Graz con órbitas observadas, desde 08 de septiembre hasta 08 de diciembre de 1994 (izquierda). Mediciones utilizando órbitas IGS (Beutler et al. 1999).

Al observar el impacto del error de órbita, se presentó la necesidad de estimar diferentes tipos de órbitas que mejoraran la precisión para el cálculo de posicionamiento, estimadas con respecto al centro de masa de todo el sistema de la tierra (tierra sólida, atmósfera, y océanos) (Desai et al. 2014), para que favorecieran la precisión en el cálculo de las coordenadas, por lo que actualmente se puede trabajar con tres tipos de órbitas (Desai et al. 2014; Beutler et al. 1999):

- Ultra rápidas (ultra): ventanas de movimiento actualizada (sobre escrita) cada hora. Se encuentran disponibles entre 1 y 2 horas después (Desai et al. 2014).
- Rápidas (qlR): centradas al medio día. Se encuentran disponibles al siguiente día (16:00 UTC) (Desai et al. 2014).
- Finales (flinnR Orbit): centradas al medio día. Se encuentran disponibles con un retraso de entre 10 y 12 días. Utilizadas cuando se requiere trabajar con la mayor precisión. (Beutler et al. 1999; Desai et al. 2014).

Órbitas ultra rápidas

Actualmente, las órbitas ultra rápidas (ultra) representan un papel importante en el desarrollo de aplicaciones en tiempo real del Sistema Global de Navegación Satelital (GNSS). Dentro de las principales aplicaciones se encuentra el monitoreo de la ionósfera, la estimación en tiempo real de los relojes, la rápida determinación de las órbitas rápidas para satélites de órbita baja (Geng et al. 2018). La calidad de las predicciones de las órbitas juega un papel fundamental para el

cálculo de PW (Douša 2010).

Órbitas finales

Posterior a la creación de la IGS y con la elaboración de nuevos productos satelitales relacionados a las órbitas satelitales, se implementó, con la finalidad de disminuir el error por órbitas, la predicción de órbitas para el cálculo de posicionamiento con técnica GPS (Beutler et al. 1999; Geng et al. 2018). Con este nuevo producto se tienen las órbitas finales y consecuentemente la solución final de las observaciones GPS es más precisa y confiable en contraste con las rápidas, sin embargo, este producto no se encuentra disponible hasta con dos semanas de retraso (Igonová and Cibulka 2010). Los valores de precisión tienen un valor promedio de 2.5 cm (Shi et al. 2014) de acuerdo a la zona de estudio.

2.2.3. Error por presencia de la atmósfera

La velocidad de propagación de una onda en un medio puede ser expresada en términos del índice de refracción para el medio, el cual se define como la razón entre la velocidad de propagación de la onda en el espacio entre la velocidad de propagación en un medio (Ecuación 2.4, tomada de (Kaplan and Hegarty 2006)):

$$n = \frac{c}{v} \quad (2.4)$$

en donde c es la velocidad de la luz (299,792,458 m/s). El medio es dispersivo si la velocidad de propagación está en función de la frecuencia de la onda. En este tipo de medio, la velocidad de propagación de la señal de fase portadora (v_p) difiere de la velocidad de las ondas asociada a la señal que lleva la información (Kaplan and Hegarty 2006). La información al viajar puede ser vista como un grupo de ondas viajando ligeramente a diferentes frecuencias. Por consiguiente, dentro de los errores que se obtienen al cálculo de las posiciones, se encuentra el retraso troposférico.

La tropósfera es la parte baja de la atmósfera que no es un medio dispersivo para frecuencias de hasta 15GHz (Kaplan and Hegarty 2006), por lo que dentro de este medio la velocidad y la fase de grupo asociadas a las señales portadoras GPS y a las señales de la información (PRN) en las frecuencias L_1 y L_2 son igualmente retrasadas con respecto a la propagación en un medio libre. El rango equivalente de este retraso puede variar alrededor de 2.4 cm para un satélite en la dirección zenital y para el usuario a nivel del mar en 25 cm a un ángulo de elevación de aproximadamente 5° (Kaplan and Hegarty 2006). La diferencia de la longitud de la trayectoria de la señal atribuida al retraso troposférico en términos de la refracción (n) es:

$$\Delta S_{tropo} = \int_{SV}^{U_{suario}} (n - 1) ds \quad (2.5)$$

donde la integración es realizada a lo largo de la trayectoria de la señal (Bevis et al. 1992; Kaplan and Hegarty 2006), y que en términos de refractividad se expresa como:

$$\Delta S_{tropo} = 10^{-6} \int_{SV}^{U_{suario}} N ds \quad (2.6)$$

donde el valor del índice de refractividad es $N = 10^6(n - 1)$. Sin embargo, este valor es frecuentemente modelado de tal forma que incluya la componente húmeda (no hidrostática) y la seca (hidrostática). La componente hidrostática, que proviene del aire seco, y en pequeña parte de la componente no dipolar de la refractividad del vapor de agua (Bevis et al. 1992), logra ser estimada con gran precisión y representa 90 % del retraso troposférico total. Mientras que la componente húmeda, causada por la parte dipolar del vapor de agua es más difícil de estimar debido a la incertidumbre que presenta en su distribución vertical y horizontal dentro de la atmósfera (Kaplan and Hegarty 2006), ambos orientados a lo largo de direcciones zenitales y con incremento aproximadamente inverso con el seno del ángulo de elevación (Bevis et al. 1992).

Cada componente tiene su índice de refractividad propio y son expresados en función de la temperatura y presión a nivel del mar ($N_{d,0}$ y $N_{w,0}$ índices de refractividad seco y húmedo respectivamente) de la siguiente manera ((Kaplan and Hegarty 2006)):

$$N_{d,0} \approx a_1 \frac{P_0}{T_0} \quad (2.7)$$

donde:

P_0 = Presión parcial de la componente seca a nivel del mar estándar (mbar)

T_0 = Temperatura absoluta a nivel del mar (K)

a_1 = Constante empírica (77.624 K/mbar)

$$N_{w,0} \approx a_2 \frac{e_0}{T_0} + a_3 \frac{e_0}{T_0} \quad (2.8)$$

donde:

a_2 = Constante empírica (-12.92 K/mbar)

a_3 = Constante empírica (371,900 K^2 /mbar)

La trayectoria de la señal igualmente cambia de acuerdo a la altura del usuario (h), así que las refractividades de ambas componentes son dependientes de las condiciones atmosféricas a la altura del usuario sobre el elipsoide de referencia (Kaplan and Hegarty 2006). Así que la

componente seca del índice de refractividad en función de la altura se expresa como:

$$N_d(h) = N_{d,0} \left[\frac{h_d - h}{h_d} \right]^\mu \quad (2.9)$$

donde μ es el valor utilizado en la ley de gases ideales, y la extensión de la componente seca de la tropósfera referenciada a nivel del mar (h_d) es determinada de la forma:

$$h_d = 0,011385 \frac{P_0}{N_{d,0} \times 10^{-6}} \quad (2.10)$$

Para el cálculo de la componente húmeda de la refractividad en función de la altura, se determina de una manera similar a la componente seca:

$$N_w(h) = N_{w,0} \left[\frac{h_w - h}{h_w} \right]^\mu \quad (2.11)$$

y el valor de la extensión de la componente húmeda de la tropósfera se determina como:

$$h_w = 0,011385 \frac{1}{N_{w,0} \times 10^{-6}} \left[\frac{1,255}{T_0} + 0,05 \right] e_0 \quad (2.12)$$

Entonces, para estimar la diferencia en las longitudes de la trayectoria cuando el satélite se encuentra en el zenit (Ecuación 2.6) y el usuario a nivel del mar (Ecuaciones 2.9, 2.11) se tiene:

$$\Delta S_{tropo} = 10^{-6} \int_{h=0}^{h_d} N_d dh + 10^{-6} \int_{h=0}^{h_w} N_w dh \quad (2.13)$$

y evaluando la Ecuación 2.13 con las expresiones para $N_d(h)$ y $N_w(h)$ en 2.9 y 2.11 se obtiene

$$\Delta S_{tropo} = \frac{10^{-6}}{5} \left[N_{d,0} h_d + N_{w,0} h_w \right] = d_d + d_w \quad (2.14)$$

donde:

d_d =Componente seca del retraso d_w =Componente húmeda del retraso

Para realizar el cálculo de la corrección troposférica en la Ecuación 2.14 se deben de utilizar observaciones de presión y temperatura, las cuales pueden ser obtenidas utilizando sensores meteorológicos (Kaplan and Hegarty 2006). Cuando el satélite no se encuentra en el zenit, se requiere de una función de mapeo para determinar que tanto se puede anticipar un retraso debido a la mayor longitud del camino de la señal a través de la atmósfera (Kaplan and Hegarty 2006). La mayoría de las expresiones para el retraso a lo largo de un camino arbitrario de elevación, consisten en el retraso zenital multiplicado por una función de mapeo que está en función del ángulo de elevación (Bevis et al. 1992).

Las técnicas geodésicas como VLBI (Very Long Baseline Interferometry en inglés), han desarrollado procedimientos para estimar la disminución en la velocidad de propagación de la señal de radio GPS debido a la atmósfera, particularmente por la presencia de vapor de agua. Más específicamente, es posible determinar el Retraso Húmedo Zenital (Zenith Wet Delay en inglés) causado por la tropósfera sobreponiéndose a cada receptor GPS, el cual es proporcional a la cantidad de PW sobre el sitio GPS. El agua precipitable (PW) es definida como la masa integrada de vapor de agua en la vertical por unidad de área o como la altura equivalente de una columna de agua líquida (Bevis et al. 1992). Esta estimación es posible debido a que se puede medir el tiempo de propagación de la señal y la distancia que recorre entre el GPS receptor (en Tierra) y el satélite, por lo que se calcula la velocidad que debe tener en condiciones ideales.

De esta forma, las correcciones realizadas son formuladas en términos del exceso de la longitud del camino que recorre, el retraso de la señal o avances de la fase. Así, se obtiene el ZTD y de aquí el ZWD, el cual varía en sus valores de acuerdo a la región que se analice (llegando hasta 35 cm en zonas húmedas y unos cuantos mm en zonas áridas) (Bevis et al. 1992). Este último es proporcional a la cantidad de agua PW sobre el sitio GPS. El ZWD tiene unidades de longitud, y es aproximadamente 6.4 veces mayor que el PW (Bevis et al. 1992). Sin embargo, no es posible predecir adecuadamente el retraso húmedo de mediciones meteorológicas en superficie, por lo que se realiza una predicción previa de los atrasos hidrostáticos de mediciones de superficie en un intento por medir el retraso húmedo, siendo a partir de mediciones de radiómetros (Bevis et al. 1992, 1994).

2.2.4. Funciones de mapeo

En las mediciones de observables GPS, la estimación de retrasos atmosféricos está altamente relacionada con las coordenadas del sitio, así como el sesgo del reloj del receptor, por lo que es importante utilizar funciones de mapeo adecuadas para el cálculo del ZTD que minimicen estos errores. Los modelos numéricos de previsión del tiempo (NWP por sus siglas en inglés) proveen la distribución espacial de la refractividad a través de la tropósfera con alta resolución temporal para el mapeo del ZTD, a cualquier elevación de la observación por las funciones de mapeo. La información requerida por estas funciones es obtenida de fuentes externas, previas al análisis geodésico (Boehm et al. 2006).

Dentro de las funciones de mapeo utilizadas para el cálculo previo de los retrasos cenitales húmedos e hidrostáticos en cualquier ángulo de elevación, se tiene la función de mapeo de Niell (NMF), en donde los coeficientes son determinados desde las coordenadas del sitio y el

día del año de intereses y que resulta ser la la más utilizada. Aún que también se utilizan la función de mapeo global (GMF) y la función de mapeo de Viena, para las cuales se requiere conocer las coordenadas del sitio y la fecha de interés para el cálculo de los coeficientes (Boehm et al. 2006). En el análisis geodésico de observaciones VLBI y GPS, la forma analítica utilizada para el mapeo del retraso atmosférico desde el zenit hasta la línea del sitio es normalmente una fracción continua de tres parámetros en (Boehm et al. 2006):

$$\frac{1}{\sin(\text{elevación})} \quad (2.15)$$

Modelar la trayectoria de los rayos en la atmósfera neutral para señales de microondas emitidas por fuentes de radio o satélites es una de las mayores fuentes de error en el análisis GPS y VLBI. El concepto se basa en la separación de los retrasos del rayo (ΔL), en una parte hidrostática y en una húmeda (Bevis et al. 1992; Boehm et al. 2006)

$$\Delta L(e) = \Delta L_h^z \cdot mf_h(e) + \Delta L_w^z \cdot mf_w(e) \quad (2.16)$$

donde el retraso total ($\Delta L(e)$) a cierto ángulo de elevación se compone de la parte húmeda ($\Delta L_w^z \cdot mf_w(e)$) e hidrostática ($\Delta L_h^z \cdot mf_h(e)$). Cada parte es producto del retraso zenital correspondiente (ΔL_h^z y ΔL_w^z) y la correspondiente función de mapeo ($mf_h(e)$ y $mf_w(e)$).

En la función de mapeo (Ecuación 2.16), se determina la parte húmeda y seca de forma separada, ajustando los coeficientes a , b , y c en forma de una fracción continua (Ecuación 2.16), a atmósferas estándares y datos de radiosondeo, o a modelos numéricos del clima (Boehm et al. 2006)

$$mf(e) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}{\sin e + \frac{a}{\sin e + \frac{b}{\sin e + c}}} \quad (2.17)$$

Los errores en la función de mapeo para un determinado sitio se pueden observar en los datos de dos formas: *i*) dispersión adicional en escalas de tiempo diarias a anuales y *ii*) una tendencia que depende del ángulo de elevación mínimo observado, lo cual produce cambios sistemáticos en los parámetros estimados como es la altura de antena (aproximadamente 1/5 del error en el retraso en un ángulo de elevación de 5° incluido en el análisis) (Niell 1996; Boehm et al. 2006).

Niell Mapping Function (NMF)

Esta función, desarrollada a partir de la función de mapeo dada por la función de mapeo de Herring (designada como MTT, Ecuación 2.18), no tiene parametrización en términos de condiciones meteorológicas. En su lugar, cuando no se tiene otra información más que de superficie, la variación de la función de mapeo es modelada de mejor

manera en términos de la variación anual, de la latitud y de la altura sobre el nivel del mar en el sitio de observación (Niell 1996). Cambios en la función de mapeo hidrostática corresponden generalmente a cambios en el espesor promedio de la atmósfera como resultado de variaciones en la temperatura.

De esta forma, la escala en tiempo de los cambios de la función de mapeo está relacionada con la variabilidad de la temperatura a diversas alturas en la atmósfera (Niell 1996). La información previa necesaria para el cálculo de esta función de mapeo es obtenida de los perfiles de temperatura de radiosondas (particularmente en el hemisferio norte lanzadas a las 0000 UT y 1200 UT durante un año 1987-1988) a tres alturas representativas: 1) en superficie, 2) 2000 m (cerca de la capa límite planetaria) y 3) 10,000 m (cerca de la tropopausa), lo que considera la variabilidad espacial y temporal solo con dependencia estacional y latitudinal (Niell 1996). Sin embargo, este enfoque tiene dos desventajas: *i*) el sesgo a la dependencia latitudinal (mayor en latitudes australes) y *ii*) la falta de sensibilidad en la longitud del sitio, lo que causa distorsiones sistemáticas (Boehm et al. 2006).

$$m(\epsilon) = \frac{\frac{1}{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1+c}}}}{\frac{1}{\sin \epsilon + \frac{a}{\sin \epsilon + \frac{b}{\sin \epsilon + c}}}} \quad (2.18)$$

Como los perfiles de temperatura y humedad relativa a diferentes latitudes cubren casi todo el rango completo de latitudes en el hemisferio norte y representan promedios sobre la longitud, la función de mapeo desarrollada provee una descripción global de las longitudes de los rayos con el ángulo de elevación. Igualmente, se asume que: *i*) los hemisferios norte y sur son antisimétricos en tiempo, lo que significa que el comportamiento estacional es similar, *ii*) la región ecuatorial está descrita por perfiles de latitud norte de 15°, y *iii*) las regiones polares están descritas por perfiles norte de latitud de 75°, por lo que los conjuntos de coeficientes proveídos por las funciones de mapeo cerca de los dos extremos de la variación anual, se extienden sobre las dos latitudes (Niell 1996).

Las funciones de mapeo se pueden obtener para cualquier latitud de observación, mediante la interpolación de los coeficientes. Aunque la interpolación en la función de mapeo hidrostática se realiza de manera separada para algunos coeficientes (enero y julio), además no se incluye la dependencia temporal de la función de mapeo húmeda. Para la función de mapeo hidrostática, el parámetro a en latitud tabular λ_i a un tiempo en enero 0.0 (en UT días) es calculado como

$$a(\lambda_i, t) = a_{avg}(\lambda_i) + a_{amp}(\lambda_i) \cos \left[2\pi \frac{t - T_0}{365} \right] \quad (2.19)$$

donde T_0 es la fase adoptada, en el día del año 28, donde todos los valores obtenidos de los datos coinciden. El valor para $a(\lambda, t)$ se obtiene al interpolar linealmente entre los $a(\lambda_i, t)$ más cercanos. Un procedimiento similar se realiza para el cálculo de los coeficientes b y c . Para la función de mapeo húmeda solo se realiza una interpolación en latitud para cada parámetro que se necesite. En adición a la dependencia latitudinal y estacional de la función de mapeo (debido a la variación de la iluminación solar), también existe una dependencia a la altura sobre el geode del punto de observación, ya que la proporción entre el grosor de la atmósfera y el radio de la curvatura de la tierra (aunque no aplique para la parte húmeda, ya que el vapor de agua no está en equilibrio hidrostático) es muy dispar (Niell 1996). Con esto se muestra que es necesario realizar una corrección por altura, en donde la forma adoptada es:

$$\Delta m(e) = \frac{dm(\epsilon)}{dh} H \quad (2.20)$$

$$\frac{dm(\epsilon)}{dh} = \frac{1}{\sin \epsilon} - f(\epsilon, a_{ht}, b_{ht}, c_{ht}) \quad (2.21)$$

Donde H es la altura del sitio sobre el nivel del mar, ϵ el ángulo de elevación, $f(\epsilon, a_{ht}, b_{ht}, c_{ht})$ es la fracción continua de tres términos (Ecuación 2.18) y a_{ht}, b_{ht}, c_{ht} fueron determinados por un ajuste de mínimos cuadrados las correcciones por altura a distintos ángulos de elevación (Niell 1996). Con estos ajustes se obtuvieron los valores de los coeficientes como se muestran en las Tablas 2.1 y 2.2

| Latitud | | | | | |
|---------------|-------------|-------------|-------------------|-------------|-------------|
| Coefficientes | 15° | 30° | 45° | 60° | 75° |
| | | | Promedio | | |
| a | 1.276993e-3 | 1.268323e-3 | 1.246539e-3 | 1.219604e-3 | 1.204599e-3 |
| b | 2.915369e-3 | 2.915229e-3 | 2.928844e-3 | 2.902256e-3 | 2.902491e-3 |
| c | 62.61050e-3 | 62.83739e-3 | 63.72177e-3 | 63.82426e-3 | 64.25845e-3 |
| | | | Amplitud | | |
| a | 0.0 | 1.27096e-5 | 2.652366e-5 | 3.400045e-5 | 4.120219e-5 |
| b | 0.0 | 2.141497e-5 | 3.016077e-5 | 7.256272e-5 | 11.72337e-5 |
| c | 0.0 | 9.012840e-5 | 4.349703e-5 | 84.79534e-5 | 170.3720e-5 |
| | | | Corrección altura | | |
| a_{ht} | | | 2.53e-5 | | |
| b_{ht} | | | 5.49e-3 | | |
| c_{ht} | | | 1.14e-3 | | |

Tabla 2.1: Cálculo de los coeficientes de la función de mapeo hidrostática con información de perfiles atmosféricos en diferentes latitudes con ecuaciones 2.18, 2.19, 2.20, 2.21 mediante el ajuste de mínimos cuadrados para las correcciones por altura a distintos ángulos de elevación (Niell 1996).

| Latitud | | | | | |
|---------------|------------|-------------|------------|------------|------------|
| Coefficientes | 15° | 30° | 45° | 60° | 75° |
| a | 5.80218e-4 | 5.67948e-43 | 5.81180e-4 | 5.97275e-4 | 6.16416e-4 |
| b | 1.52752e-3 | 1.51386e-3 | 1.45727e-3 | 1.50074e-3 | 1.75990e-3 |
| c | 4.34729e-2 | 4.67295e-2 | 4.39089e+2 | 4.46269e-2 | 5.4736e-2 |

Tabla 2.2: Cálculo de los coeficientes de la función de mapeo húmeda con información de perfiles atmosféricos a diferentes latitudes mediante interpolación en latitud para cada parámetro de ecuaciones 2.18, 2.19, 2.20, 2.21. Cada valor tiene dependencia a la altura sobre el geoide del punto de observación (Niell 1996).

Además de tener una buena correlación con funciones de mapeo calculadas a partir de perfiles de radiosondeo sobre los rangos de latitud $43^{\circ}S$ a $75^{\circ}N$ para ángulos de elevación menores a 3° , la función de mapeo de Niell tiene como ventaja la independencia de mediciones meteorológicas en superficie y tendencias casi nulas, lo que tiene como beneficios principales: *i*) un marco de referencia terrestre más preciso y *ii*) menos sensibilidad en los resultados geodésicos ante variaciones en el diseño del experimento y a la combinación de antenas (Niell 1996). Por otro lado, al no tener una dependencia de mediciones meteorológicas, la sensibilidad a errores en instrumentos meteorológicos o en el uso de modelos estacionales se reduce si no se tiene información meteorológica en superficie (Niell 1996).

Sin embargo, igualmente trae consigo ciertas desventajas para la estimación de vapor de agua atmosférico, ya que para el cálculo de este, se requiere de mediciones frecuentes de presión para la obtención del retraso hidrostático zenital (Bevis et al. 1992; Niell 1996). De cualquier manera, para el análisis de observables GPS con ángulos de elevación mayores a 15° , el retraso atmosférico previo se puede estimar utilizando un modelo de presión simple que dependa de la latitud y altitud sobre el nivel del mar (Niell 1996).

Vienna Mapping Functions 1 (VMF1)

Las funciones de mapeo de Viena dependen únicamente del ángulo de elevación y no del azimut, lo que asume que la atmósfera es simétrica alrededor de las estaciones. Además, están basadas en el uso directo, sin pasos intermedios o de trazos de rayos mediante modelos numéricos de tiempo atmosférico (NWM), por lo que es posible explotar al máximo la información proveída por estos (Boehm and Schuh 2004). Para el valor de los coeficientes b y c (Ecuación 2.16), los mejores valores disponibles se toman de las funciones de mapeo isobáricas (IMF) para la parte hidrostática y de las función de mapeo de Niell para la parte húmeda (Boehm et al. 2006). La función de mapeo de Viena 1 (VMF1) es una actualización de los coeficientes b y c para funciones hidrostáticas de mapeo, en donde el coeficiente c se obtie-

ne del ajuste de cualquier trazo de un rayo a una función de latitud y día de un año para eliminar errores sistemáticos (Boehm et al. 2006).

Para el cálculo de los coeficientes se utilizaron perfiles promedio mensuales (a las 0, 6, 12 y 18 UT) de ERA-40 (ECMWF re-análisis de 40 años) con una resolución horizontal de 125 km para el año 2001 a 23 niveles de altura diferentes (desde los 1000 hPa hasta 1 hPa), los que comprendieron valores para altura total, presión, temperatura y presión de vapor de agua para cada nivel, resultando en un total de 7488 perfiles. Para las funciones de mapeo total e hidrostática, los coeficientes son determinados con diferentes ángulos de elevación e_0 (3.2°, 5°, 7°, 10°, 15°, 20°, 30°, 50°, 70°, 90°). Igualmente se agrega el efecto de doblamiento (ΔL_{bend}) a la función de mapeo total e hidrostática (Boehm et al. 2006):

$$mf_h(e) = \frac{\Delta L_h(e) + \Delta L_{bend}(e)}{\Delta L_h^z} \quad (2.22)$$

$$mf_t(e) = \frac{\Delta L_h(e) + \Delta L_w(e) + \Delta L_{bend}(e)}{\Delta L_h^z + \Delta L_w^z} \quad (2.23)$$

Los coeficientes a , b , y c de las funciones de mapeo total e hidrostática están ajustados a los 10 valores de las funciones discretas de mapeo de cada perfil por el ajuste de mínimos cuadrados. Estas 7488 funciones de mapeo son usadas como referencia para evaluación de los coeficientes a , b , y c resultando en un valor promedio para el coeficiente b_t (total) y b_h (hidrostático) de 0.0029, mientras que los coeficientes a y c son evaluados para todos los casos. Los coeficientes c muestran una clara variabilidad dependiente de la estación y latitud, mientras que en comparación con otras funciones de mapeo (Niell), este valor no es simétrico con respecto al ecuador. Entonces, la ecuación para el coeficiente c será (Boehm et al. 2006):

$$c = c_o + \left[\left(\cos \left(\frac{doy - 28}{365} \cdot 2\pi + \psi \right) + 1 \right) \cdot \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] \cdot (1 - \cos \phi) \quad (2.24)$$

donde doy es día del año y 28 es el día de la época de referencia (28 de enero), ϕ es la latitud y ψ especifica si es en el hemisferio norte o sur. Los parámetros de la Ecuación 2.24 son obtenidos para las funciones de mapeo hidrostática y total (ver Tablas 2.3 y 2.4). Los coeficientes b y c para la función de mapeo húmeda aún están establecidos como en la función de mapeo de Niell (a 45° de latitud) y el coeficiente a es estimado para cada perfil Boehm et al. (2006). El cálculo de los coeficientes, al ser obtenidos en intervalos de 6 horas, mejora considerablemente la precisión geodésica de los resultados como en las longitudes de las líneas base y la altura de las estaciones. Actualmente la VMF1 es la función de mapeo que provee globalmente los resultados geodésicos más confiables y precisos. (Boehm et al. 2006; Zus et al. 2014).

| Hemisferio | c_0 | c_{10} | c_{11} | ψ |
|------------|-------|----------|----------|--------|
| Norte | 0.062 | 0.000 | 0.006 | 0 |
| Sur | 0.062 | 0.001 | 0.006 | π |

Tabla 2.3: Parámetros c_0 , c_{10} , c_{11} y ψ para el cálculo del coeficiente c en función de mapeo hidrostática (Boehm et al. 2006).

| Hemisferio | c_0 | c_{10} | c_{11} | ψ |
|------------|-------|----------|----------|--------|
| Norte | 0.063 | 0.000 | 0.004 | 0 |
| Sur | 0.063 | 0.001 | 0.006 | π |

Tabla 2.4: Parámetros c_0 , c_{10} , c_{11} y ψ necesarios para el cálculo del coeficiente c para la función de mapeo total (Boehm et al. 2006).

El principio de la función de mapeo de Viena 1 es utilizar los mejores coeficientes b y c disponibles, para determinar sus valores solo invirtiendo la forma de la fracción continua (Ecuación 2.16).

Cada modelo/función de mapeo están en función de diversos parámetros, lo que permite ver la influencia de estos factores en el resultado final del cálculo de PW. En el presente trabajo y con la finalidad de identificar posibles diferencias entre modelos atmosféricos, se utilizan las funciones VMF1 (está en función de la latitud y mediciones meteorológicas) y Niell (es independiente de estas en superficie y tendencias) para calcular la diferencia en los valores de PW.

2.2.5. Gradiente horizontal de retraso total zenital

Dentro de las diversas aplicaciones de la técnica GPS en el área de ciencias atmosféricas, específicamente meteorología, se tiene la obtención de PW como se mencionó en la sección anterior. Como una aplicación más reciente, se tiene la obtención del gradiente horizontal de retraso troposférico (Figura 2.5). Este último, es similar al gradiente de humedad visto por los radiómetros de vapor de agua (Bar-Sever et al. 1998), ya que provee información adicional para describir la asimetría horizontal de la distribución del vapor de agua en la tropósfera, además de estar mayormente correlacionado con vapor de agua en condiciones de precipitación intensa.

Su consideración en el cálculo de posicionamiento geodésico (Bar-Sever et al. 1998), ha permitido incrementar la precisión de este al compensar las heterogeneidades en la distribución de vapor de agua en la atmósfera (Li et al. 2015). Para la estimación del gradiente horizontal troposférico, se utilizan diversos parámetros, tales como: *i*) ángulo de corte bajo (en 7° se obtienen los mejores resultados (Bar-Sever et al. 1998)), *ii*) se asume una atmósfera inhomogénea (a la función de mapeo atmosférico homogénea se le agrega una componen-

te dependiente azimutalmente que representa un gradiente horizontal en el retraso troposférico) y *iii*) la técnica de procesamiento GPS (Precise Point Positioning).

El uso de ángulos de corte bajos, aunque incrementa las multitrayectorias y la reducción de la relación señal-ruido que acompaña mediciones de baja elevación, muestra ser mejor para el cálculo del gradiente troposférico (Bar-Sever et al. 1998). Bar-Sever et al. (1998) demuestra que, los gradientes observados representan características reales de la atmósfera, y que los valores no son consecuencia de otros errores por multitrayectorias o errores orbitales. Utilizar ángulos de menor valor, hace posible que se tenga mayor información de la atmósfera, no solo en la dirección zenital (ZTD), sino también en la horizontal, que en conjunto ayudan para la previsión del tiempo atmosférico (Bar-Sever et al. 1998). De acuerdo a MacMillan (1995), el retraso en la señal GPS debido al gradiente troposférico se puede modelar como:

$$\Delta D = m_{\Delta}(e) \cot e \left[G_N \cos \phi + G_E \sin \phi \right] \quad (2.25)$$

donde ϕ es el ángulo azimutal medido en dirección este desde el norte, m_{Δ} es la función de mapeo, e es el ángulo de elevación y G_N, G_E son las componentes norte y este del gradiente. Entonces, la Ecuación 2.25 puede ser reescrita de la siguiente manera :

$$\Delta D = m_{\Delta}(e) \cot e |G| \langle U_G, U_{\phi} \rangle \quad (2.26)$$

donde $G = (G_N, G_E)$ es el vector gradiente, $U_{\phi} = (\cos \phi, \sin \phi)$ es el vector azimutal, $U_G = G/|G|$ y los paréntesis angulares indican un producto interno. El valor de ΔD es mayor cuando el vector azimutal señala a lo largo del vector del gradiente, y es cero cuando el vector azimutal es perpendicular al vector del gradiente (Bar-Sever et al. 1998). Entonces, en conjunto con los términos de homogeneidad para completar el retraso debido a la atmósfera se tiene (MacMillan 1995)

$$\Delta L = m_h(e) D_{hz} + m_w(e) D_{wz} + m_{\Delta}(e) \cot e \left[G_N \cos \phi + G_E \sin \phi \right] \quad (2.27)$$

Este modelo (Ecuación 2.27) fue implementado en GIPSY con la función de mapeo de (Niell 1996). Para poder separar las componentes azimutales homogéneas, se requieren observaciones de ángulos suficientemente bajos, en donde (MacMillan 1995) encontró que a los 7° de elevación se obtienen los mejores resultados para este modelo. Las órbitas y relojes del GPS son insensibles a las variaciones en el ángulo de corte, pero sí mejoran cuando se modelan los gradientes (Bar-Sever et al. 1998).

El efecto de los gradientes horizontales disminuye conforme el ángulo de corte incrementa, aunque reducir mucho este valor incrementa

los errores debido a multitrayectorias y funciones de mapeo atmosféricas (Bar-Sever et al. 1998). Emplear el modelo de gradiente troposférico mejora la calidad de la solución GPS, ya que el modelo es capaz de absorber las inhomogeneidades troposféricas. El gradiente troposférico estimado por GPS parece capturar adecuadamente la dirección (azimut) de los gradientes con humedad significativa, sin embargo, la magnitud de los gradientes es capturada con menor precisión (Bar-Sever et al. 1998; Brenot et al. 2014). Investigaciones con modelos numéricos del tiempo atmosférico (NWM) muestran que, independientemente de la ubicación y la época del año, los gradientes pueden variar muchos milímetros en un período más corto a 24 hrs (Li et al. 2015).

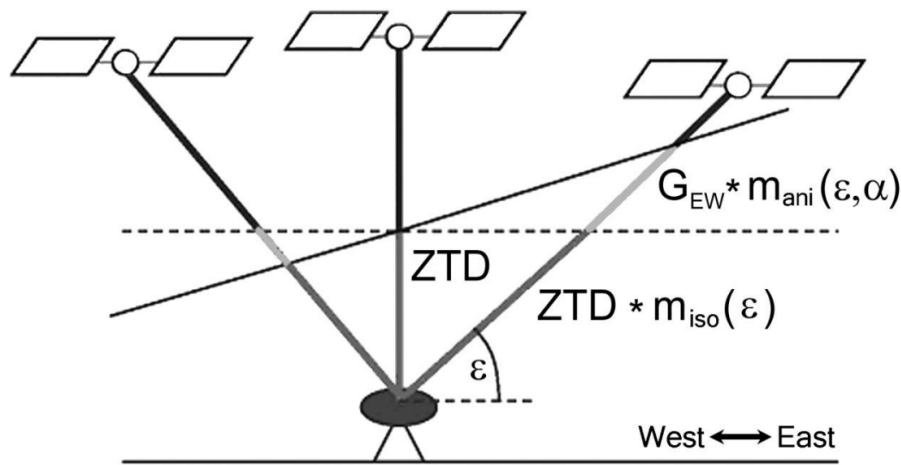


Figura 2.5: Representación esquemática de los observables ZTD y de los gradientes horizontales (componentes este-oeste y norte-sur) inferidos de todas las observaciones simultáneas de GPS. Valores dependientes de funciones de mapeo, ángulo azimutal y elevación. Tomada de (Brenot et al. 2014).

Otros factores como máscaras horizontales en áreas montañosas pueden generar falsos gradientes troposféricos horizontales y no reflejar las condiciones reales de la atmósfera. El gradiente podría reflejar una diferencia en condiciones de escala sinóptica del clima, así como variaciones estacionales en la distribución del WV y presión atmosférica. El valor del gradiente tiende a incrementarse cerca de altos topográficos, por lo que puede que este se distribuya en los contornos de áreas montañosas, lo que reflejaría el vapor de agua que queda atrapado debido a las condiciones topográficas (Iwabuchi et al. 2003). La precisión de la estimación de gradientes de alta resolución está probablemente limitada a la geometría de los satélites de GPS (insuficiencia e inhomogeneidad en cobertura de satélites), por lo que es mejor usar observables multiconstelacionales GNSS para explotar el potencial de los gradientes de alta resolución para aplicaciones meteorológicas como la asimilación de datos en previsión del tiempo, y en previsión a

corto plazo de precipitación severa (Li et al. 2015).

2.3. Aplicaciones de técnica GPS en diferentes áreas de estudio

En geodesia se han adoptado técnicas desarrolladas para radioastronomía, con la finalidad de lograr precisiones milimétricas en posicionamiento relativo con mediciones GPS de fase portadora. Estas han sido ampliamente utilizadas para estudiar movimientos de placas tectónicas y deformaciones en la corteza terrestre, sismos, procesos volcánicos, procesos en casquetes de hielo y variaciones en la rotación de la tierra (Bevis et al. 1992; Kaplan and Hegarty 2006; Misra and Enge 2006). De igual manera, se utiliza en el monitoreo de deformaciones en tiempo real de posicionamiento GPS de largas estructuras como puentes y torres bajo condiciones de tráfico y viento.

Las técnicas de posicionamiento en tiempo real también han encontrado múltiples aplicaciones en el manejo de maquinaria utilizada en agricultura, construcción y la industria minera (Misra and Enge 2006). Las posibilidades de uso del GPS en tareas distintas a la navegación, transferencia de tiempo o posicionamiento relativo son inmensas, especialmente en áreas de investigación dentro de sismología, geodesia, tectónica, telemática, meteorología, entre otras. En el caso de meteorología se utiliza generalmente para la estimación de PW sobre cada estación GPS con ventanas de tiempo de ~ 10 minutos o menos y con una precisión de ± 1 mm en ambientes áridos. El uso de redes densas GPS es viable para estimar la distribución del vapor de agua en tiempo y espacio sobre grandes regiones (Bevis et al. 1992; Wang et al. 2016).

Con el reciente desarrollo de nuevas aplicaciones en meteorología que buscan entender el nacimiento y desarrollo de fenómenos climáticos, la necesidad de contar con instrumentos que puedan proporcionar datos de alta calidad y con alta resolución temporal y espacial para la detección de vapor de agua en la atmósfera se ha incrementado. La técnica GPS-Met, al ser una herramienta que cumple con la suficiente resolución temporal y espacial, ha sido incorporada con mayor frecuencia en estudios y proyectos en ciencias atmosféricas. Entonces, un estudio técnico, como el que se describe en el capítulo 3 de este trabajo, permite conocer a mayor detalle los ventajas y desventajas de variar parámetros utilizados en el procesamiento de datos GPS para la obtención de PW. Además de permitir proponer nuevas aplicaciones meteorológicas para el uso del GPS, como lo es el gradiente horizontal troposférico.

Capítulo 3

Metodología

En este capítulo, se describe el procedimiento seguido para la obtención del PW mediante el uso de la técnica GPS con el software de procesamiento GIPSY-OASIS (version 6.4), así como el análisis de sensibilidad que este valor presenta ante la variación de tres parámetros que, como se menciona en el marco teórico, influyen en la obtención de ZTD y por consiguiente en la estimación de PW. En esta metodología utilizamos datos provenientes de de 8 estaciones GPS-Met a una tasa de muestreo de observables GPS cada 5 minutos (BASC, KINO, MZTN, OPDE, RAYN, USMX, TNCU, YESX), registrados durante campañas de investigación del monzón de Norteamérica realizadas en el 2013 y 2017 (entre los meses de junio y septiembre respectivamente), y como parte de la operación cotidiana de la red GPS-Met TLALOCNet operada por el Servicio de Geodesia Satelital del Instituto de Geofísica de la UNAM las cuales están distribuidas en los estados de Sonora y Chihuahua (vease Figura 3.1).

A partir de estos datos, y empleando el software GIPSY OASIS (versión 6.4), se calculó el ZTD y posteriormente con la metodología propuesta por (Bevis et al. 1992) se estimó el PW con información de presión y temperatura de la atmósfera del sitio GPS registrada por un sensor meteorológico. Durante el procesamiento, para analizar la influencia del uso de diferentes órbitas satelitales, así como el del empleo de diferentes modelos de retraso atmosférico y de diversos ángulos de eliminación en el valor final de PW, utilizamos como metodología de análisis estadístico el cálculo de la Raíz del Error Cuadrático Medio (RMSE) para cada caso (órbitas rápidas vs órbitas ultra rápidas, VMF1 vs Niell). En el análisis de los diferentes ángulos de corte (cono de observación), además de comparar los valores de PW entre los diferentes ángulos, también se comparan con valores de algunos de los sondeos lanzados como parte de la campaña de 2017, específicamente durante la semana del 15 al 21 de agosto de 2017.

Posteriormente, utilizando valores estándares para los parámetros en el procesamiento GPS, se obtiene el valor de las componentes seno y coseno del gradiente troposférico horizontal de ZTD (referencia). De

los cuales se hace un análisis estadístico, calculando promedios por hora y semana de todos los datos. Esto, con el propósito de identificar ciclos diurnos, estacionales y su variación según la ubicación y topografía de la estación. Finalmente, empleando imágenes de temperatura de brillo (o temperatura tope de nube, CTT por sus siglas en inglés) del sistema satelital GOES 13 (canal 4 (IR)), tomadas de una animación, se identifican casos de convección profunda en la zona geográfica de estudio y durante el tiempo del experimento. Estos casos sirven para comprobar la realidad física del gradiente horizontal troposférico. De estos, tomamos tres casos en donde se compara el comportamiento de las componentes seno del gradiente troposférico (dirección este-oeste) en dos estaciones GPS-Met, con el valor de la temperatura de tope de nube obtenida con la imagen satelital GOES.

3.1. Retraso Total Zenital

La atmósfera neutral es una combinación de gases secos y vapor de agua, siendo este último único por su composición de un momento dipolar, que contribuye a la refractividad de ondas. Como consecuencia, el vapor de agua es el mayor contribuyente en el retraso atmosférico, siendo hasta 20 veces mayor al ocasionado por los gases secos (Bevis et al. 1992). Esto permite tratar esta corrección (ZTD) como la composición de dos factores distintos: el retraso por humedad y el retraso seco o hidrostático, siendo la suma de ambos el retraso total medido, el cual aumenta proporcionalmente con el inverso del seno del ángulo de elevación con respecto al zenit (Bevis et al. 1992). Este retraso es una función del índice de refracción troposférico, que a su vez es dependiente de la presión, temperatura y humedad relativa local (Kaplan and Hegarty 2006). La atmósfera afecta la transmisión de microondas desde el espacio de dos maneras (Bevis et al. 1992):

- La onda viaja más lentamente de lo que lo haría en el vacío.
- Las ondas viajan en trayectoria curva en vez de en línea recta.

Ambos efectos se deben a la variabilidad en el índice de refracción a lo largo de la trayectoria de la señal, por lo que el retraso de la señal en tiempo para llegar al receptor puede ser determinado en un incremento equivalente del camino que sigue el rayo, descrito por:

$$\Delta L = \int_L n(s) ds - G \quad (3.1)$$

donde $n(s)$ es el índice de refractividad como función de la posición s a lo largo de la trayectoria curva L , y G es la longitud del camino geométrico de la línea recta a través de la atmósfera (Bevis et al. 1992), ecuación equivalente a:

$$\Delta L = \int_L [n(s) - 1] ds + [S - G] \quad (3.2)$$

donde S es la longitud de la trayectoria a lo largo de L , y el primer término a la derecha se debe a la disminución de velocidad de la señal, y el segundo término debido a un doblamiento (valor menor a 1 cm para trayectorias con elevaciones mayores a 15°) en donde para trayectorias orientados a lo largo del zenit, y en ausencia de gradientes horizontales en n , este término se desvanece (Bevis et al. 1992). La Ecuación 3.2 es normalmente formulada en términos de la refractividad atmosférica, y no del índice de refracción ($N = 10^6(n - 1)$). La refractividad de la atmósfera al estar en función de la presión, temperatura y presión de vapor de agua permite tener la relación

$$N = k_1 \left(\frac{P_d}{T} \right) Z_d^{-1} + k_2 \left(\frac{P_v}{T} \right) Z_v^{-1} + k_3 \left(\frac{P_v}{T^2} \right) Z_v^{-1} \quad (3.3)$$

donde $k_1 = (77,604 \pm 0,014) \text{ k/mbar}$, $k_2 = (64,79,604 \pm 0,08) \text{ 1/mbar}$, $k_3 = (3,776 \pm 0,004) \times 10^5 \text{ k}^2/\text{mbar}$, P_d es la presión parcial del aire seco (mbar), y tanto Z_d^{-1} como Z_v^{-1} son los factores inversos de la compresibilidad del aire seco y vapor de agua, respectivamente (ambos valores son correcciones para comportamientos de gases no ideales). De esta manera, al ser dividido el retraso atmosférico total en la componente hidrostática y húmeda, se tiene el modelo para el retraso hidrostático zenital (ZHD en inglés) es de la siguiente forma:

$$\Delta L_h^0 = ZHD = \frac{(2,2779 \pm 0,0024) P_s}{f(\lambda, H)} \quad (3.4)$$

donde P_s es la presión total (mbar) sobre la superficie de la tierra y

$$f(\lambda, H) = (1 - 0,00266 \cos 2\lambda - 0,00028H) \quad (3.5)$$

y el retraso húmedo zenital (ZWD en inglés) es:

$$\Delta L_w^0 = ZWD = (0,382 \pm 0,004) K^2 \text{ mbar}^{-1} \int \left(\frac{P_v}{T^2} \right) dz \quad (3.6)$$

Estas expresiones pueden ser evaluadas desde perfiles de presión y temperatura obtenidos de radiosondeos. Aunque existen modelos de predicción para el retraso húmedo zenital a partir de mediciones en superficie, este es muy bajo comparado con los valores dados para el retraso hidrostático zenital (Bevis et al. 1992). Para relacionar los retrasos atmosféricos con retrasos a lo largo de trayectorias con ángulos de elevación arbitrarios, se deben emplear funciones de mapeo; por lo que el retraso total para un trayectoria con ángulo de elevación θ , se puede estimar de la siguiente forma

$$\Delta L = \Delta L_h^0 M_h(\theta) + \Delta L_w^0 M_w(\theta) \quad (3.7)$$

donde $M_h(\theta)$ es la función de mapeo hidrostático y $M_w(\theta)$ es la función de mapeo húmeda, las cuales difieren en el número de parámetros meteorológicos que son incorporados (Bevis et al. 1992). Una

vez obtenido el ZTD mediante el software de procesamiento GIPSY, se sigue la metodología propuesta por (Bevis et al. 1992, 1994).

3.2. Agua Precipitable

Para determinar la cantidad y origen del vapor de agua presente durante el NAM, se usaron observaciones meteorológicas y observables GPS provenientes de cuatro estaciones del experimento del monzón de Norteamérica (Tabla 3.2) para el año 2013, con una tasa de muestreo de datos observables de 5 minutos. A partir de los observables GPS, se estiman los valores de ZHD y ZWD empleando GIPSY (version 6.4) descrito en la sección 3.1) de este capítulo. Al tener los valores de retraso, en conjunto con las mediciones meteorológicas de presión atmosférica, temperatura en superficie y temperatura del vapor de agua, se calcula el PW equivalente al ZWD en cada determinación, utilizando el procedimiento propuesto por (Bevis et al. 1992) como se desarrolla a continuación. Se introduce la temperatura promedio ponderada de la atmósfera

$$T_m = \frac{\int \left(\frac{P_v}{T}\right) dz}{\int \left(\frac{P_v}{T^2}\right) dz} \quad (3.8)$$

que en combinación con la Ecuación 3.6 y la ecuación del estado de vapor de agua se tiene

$$IWV = \int \rho_v dz \approx \kappa \Delta L_w^0 \quad (3.9)$$

donde L_w^0 es el retraso húmedo zenital, y la constante κ (Bevis et al. 1992) está dada por:

$$\frac{1}{\kappa} = 10^{-6} \left(\frac{k_3}{T_m} + k_2' \right) R_v \quad (3.10)$$

Donde R_v es la constante de gas específica para vapor de agua, y k_2' y k_3' son las constantes físicas de la fórmula utilizada para el cálculo de la refractividad atmosférica. El vapor de agua contenido en la atmósfera puede ser igualmente definido como la altura equivalente del vapor de una columna de agua líquida, referida como agua precipitable (PW). Numéricamente, el vapor de agua integrada es solo el producto de la densidad del agua y el PW. Como el PW y el ZWD tienen unidades de longitud, entonces se tiene la proporción (adimensional)

$$\frac{PW}{ZWD} = \frac{PW}{\Delta L_w^0} = \frac{\kappa}{\rho} \quad (3.11)$$

Para tener el mejor calculo de IWV o PW a partir del ZWD, mediante las ecuaciones 3.9 ó 3.11, el valor de la constante κ debe ser estimado utilizando un valor para T_m de observaciones en superficie con un valor de media cuadrática (rms) de 2% y en los peores casos,

inducirá un error de 4% en la obtención del IWV (Bevis et al. 1992). Finalmente se obtiene la Ecuación 3.12

$$PW = \Pi \times ZWD \quad (3.12)$$

donde

$$\Pi = \frac{10^6}{\rho R_v \left[\left(\frac{k_3}{T_m} \right) + k_2' \right]} \quad (3.13)$$

3.3. GIPSY-OASIS

Para el procesamiento de los datos GPS en la obtención del ZTD existen diversos software de procesamiento como GAMIT y GIPSY (Bengtsson et al. 2003), siendo GIPSY (versión 6.4) el software utilizado en este trabajo. Esta herramienta es un conjunto de programas computacionales utilizado para el análisis de datos radiométricos con énfasis en el GPS (Desai et al. 2014). Dentro de los tipos de productos utilizados en meteorología se tienen: la posición y velocidad de las órbitas, el retraso troposférico en la dirección zenital, gradientes horizontales de vapor de agua y relojes satelitales, entre otros (Desai et al. 2014). En este trabajo, se utiliza este software para la estimación de ZWD para el estudio de sensibilidad con dos tipos de funciones de mapeo (Niell y VMF1), en el uso de órbitas ultra rápidas y finales y en la variación del ángulo de corte satelital.

3.4. Análisis técnico del GPS

El uso de GIPSY, permite utilizar diversos parámetros que influyen en el cálculo de PW tales como: el tipo de antena receptora GPS, el uso de diferentes órbitas satelitales, la carga oceánica, diversas funciones de mapeo de retraso troposférico, y una variedad de ángulos de corte, entre otros. En este trabajo, se consideran los siguientes parámetros (descritos en el marco teórico):

- Para la simplificación de las soluciones en el cálculo de ZTD es necesario utilizar órbitas GPS con buena precisión, por lo que si se plantea trabajar con órbitas GPS en tiempo real con una precisión adecuada resulta necesario el uso de órbitas rápidas o ultra rápidas para la estimación de parámetros de la tropósfera (Douša 2010). En este trabajo, se utilizan las órbitas ultra rápidas y finales (publicadas por IGS) para el estudio de sensibilidad.
- Funciones de mapeo: pueden ser divididas en dos grupos según su aplicación: *i*) las orientadas a posicionamiento geodésico (Niell y VMF1) y *ii*) las orientadas a navegación (Kaplan and Hegarty

2006). En este trabajo, se realiza el un análisis de sensibilidad para las funciones de mapeo orientadas a posicionamiento geodésico: Niell Mapping Function y Vienna Mapping Function.

- Ángulo de corte: para la eliminación de errores en las señales GPS, causados por multitrayectorias (reflexiones) se requiere usar ángulos de corte bajos, mientras que para tener una mejor representación en la vertical (i.e., el cono de observación) de PW en la atmósfera se desean ángulos de corte más altos (Ning and Elgered 2012). En este trabajo, se realiza el análisis de la sensibilidad de PW a diferentes ángulos de corte desde 10° hasta 40° tomando en cuenta la amplificación de errores resultantes (i.e., incertidumbre) que acompañan el hacer más estrecho al cono de observación.

Para el análisis técnico del GPS, una vez calculado el ZTD con las variaciones en los parámetros previamente mencionados, se estima el PW con la metodología de Bevis et al. (1992) descrita más adelante. Con este, se estima el RMSE entre otras variables para determinar la sensibilidad que el valor de PW tiene ante la variación de dichos parámetros. El estudio de la sensibilidad ante el uso de órbitas de diferente precisión permitirá definir si el uso de órbitas ultra rápidas es factible para la implementación del cálculo de PW en tiempo casi real. Mientras que en el análisis de sensibilidad al utilizar diferentes funciones de mapeo, se busca calcular el error en el cálculo de PW en función de altitud (representación del espesor de la atmósfera) o de la ubicación del receptor GPS. En el caso del ángulo de corte, este permitirá definir si con valores mayores es posible acotar el cono de visión del GPS. De tal forma que, el PW calculado se aproxime al registrado en un sondeo sin incrementar en gran medida el error o la confiabilidad de la medición de PW.

Una vez obtenidos los valores de agua precipitable se compararon los valores obtenidos en las estaciones con el cálculo del RMSE, el cual es una métrica estadística de evaluación apropiada para representar el rendimiento de un modelo cuando la distribución del error es Gaussiana (Chai and Draxler 2014). Su valor tiende a incrementar cuando la magnitud de la distribución de los errores es más variable. Este parámetro es utilizado en áreas de estudio como meteorología, calidad del aire y clima. Para el cálculo de esta métrica, en esta tesis, se utiliza la Ecuación 3.14 entre dos variables observacionales:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e_i^2} \quad (3.14)$$

$$e_i = (X_{obs1,i} - X_{obs2,i}) \quad (3.15)$$

donde e_i es el error, o mejor dicho en el caso de este estudio, la discrepancia entre $X_{obs1,i}$ (el valor de una observación) y $X_{obs2,i}$ (el

valor de la otra observación con un parámetro). En el RMSE se asume que el error no es sesgado y que sigue una distribución Gaussiana, lo que ayuda a tener una imagen general de la distribución del error cuando el tamaño de las muestras sea superior a 100 elementos (Chai and Draxler 2014). Para este trabajo, los valores de $X_{obs1,i}$ serán aquellas observaciones de PW procesadas con la variación de parámetros: *i*) órbita rápida y órbita super rápida, *ii*) función de mapeo VMF1 y *iii*) PW a un ángulo de eliminación de 10°, 15°, 20°, 25°, 30° y 35°; mientras que $X_{obs2,i}$ representará aquellas observaciones de PW procesadas con parámetros estándar: *i*) órbita final, *ii*) función de mapeo Niell y *iii*) PW obtenido con sondeos en la estación RAYN durante la campaña de 2017.

3.5. Zona geográfica de estudio

En el año 2013, se instalaron diez estaciones GPS-Met sobre el noroeste de México (ver Tabla 3.1), que comprende los estados de Sonora, Sinaloa y Chihuahua (como parte del experimento 2013 del monzón de Norteamérica Transecto GPS (Serra et al. 2016)). En el 2017, se instalaron nuevas estaciones en el experimento The North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network 2017 algunas de estas estaciones se ubicaron en el mismo sitio que en la campaña del 2013.

De las estaciones GPS-Met instaladas en dichas campañas (Tabla 3.1), actualmente se tienen algunas estaciones que operan de manera permanente con transmisión de datos en tiempo real y que son parte de la red TLALOCNet (Jana et al. 2018; Cano et al. 2018; Moker et al. 2018). Para llevar a cabo el presente trabajo, se utilizan observaciones GPS de los dos experimentos y de la red TLALOCNet: cuatro estaciones utilizadas son del experimento de 2013, mientras que para la obtención del gradiente de ZTD se utilizan datos de 7 estaciones GPS-Met del experimento de 2017 (Tabla 3.2 y Figura 3.1).

| Estación | Latitud N | Longitud W | Altura msnm |
|----------|-----------|------------|-------------|
| BGTO | 25.3625 | 107.5511 | 207 |
| BASC | 28.2035 | 108.2098 | 1999 |
| CHIH | 28.6264 | 106.1006 | 1463 |
| CUAH | 28.4079 | 106.8922 | 2058 |
| KINO | 28.8149 | 111.9287 | 7 |
| MOCH | 25.7815 | 109.0264 | 15 |
| MULT | 28.6356 | 108.7595 | 1550 |
| ONVS | 28.4602 | 109.5288 | 189 |
| PSCO | 31.3004 | 113.5483 | 53 |
| RAYN | 29.741 | 110.5366 | 641 |

Tabla 3.1: Coordenadas de estaciones GPS-Met utilizadas en el Experimento 2013 del monzón de Norteamérica Transecto GPS. Modificada de [Serra et al. \(2016\)](#).

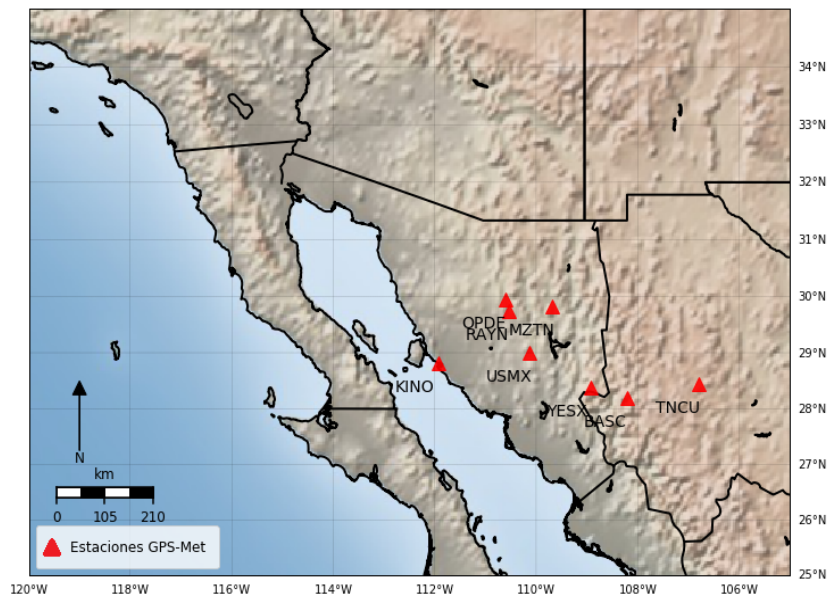


Figura 3.1: Ubicación geográfica de las estaciones GPS-Met en la región de estudio.

| Estación | Latitud N | Longitud W | Altura msnm | Año |
|----------|-----------|------------|-------------|-------------|
| BASC | 28.2035 | 108.2098 | 1999 | 2013 |
| KINO | 28.8149 | 111.9287 | 7 | 2013 / 2017 |
| MZTN | 29.823 | 109.680 | 671.8 | 2017 |
| OPDE | 29.944 | 110.612 | 664 | 2017 |
| RAYN | 29.741 | 110.536 | 613.4 | 2017 |
| TNCU | 28.45 | 106.794 | 2110 | TLALOCNet |
| USMX | 29.003 | 110.13 | 514.2 | TLALOCNet |
| YESX | 28.378 | 108.919 | 1506.55 | TLALOCNet |

Tabla 3.2: Coordenadas de estaciones GPS utilizadas en este trabajo. Modificado de [Serra et al. \(2016\)](#).

Los rasgos topográficos que delimitan el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos son: al oeste el Océano Pacífico con temperaturas superficiales de mar en verano primordialmente menores a 25°C , mientras que el golfo de California tiene temperaturas mayores a 28°C . La región este, se encuentra delimitada por el golfo de México con SSTs cálidas (mayores a 26°C). La zona continental se caracteriza por regiones de gran altitud como la meseta de Colorado hasta el borde de Mogollón en Arizona; las zonas montañosas y cuencas de Nevada; el Suroeste de Arizona y el noroeste de Sonora; el altiplano mexicano definido por la Sierras Madre Occidental (al oeste) y Oriental (al este) y la península de Baja California ([Adams and Comrie 1997](#)). Ver Figura 3.2.

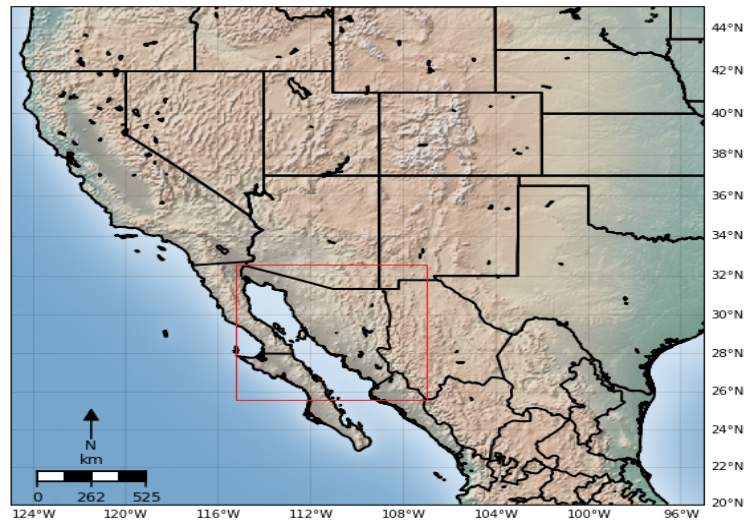


Figura 3.2: Delimitación geográfica del monzón de Norteamérica en México y parte de Estados Unidos ([Adams and Comrie 1997](#)), en cuadro rojo región de estudio del presente trabajo.

Esta región se caracteriza climatológicamente, durante los meses de junio a septiembre, por la presencia del monzón de Norteamérica

(NAM), el cual contribuye en más de la mitad del total de la precipitación anual sobre el noroeste de México. Esta característica es relevante para la agricultura y fuentes de agua a lo largo de la región (Serra et al. 2016). La meteorología de la zona consiste en convección formada por la Sierra Madre Occidental (SMO) a partir del mediodía, como consecuencia de circulaciones diurnas de brisas marítimas provenientes del GoC. En ocasiones existen forzantes dinámicos, como las vaguadas invertidas de alto nivel (Bieda III et al. 2009; Castro et al. 2018), que proporcionan las condiciones para que se formen Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS por sus siglas en inglés). Estos se propagan desde la SMO hacia el GoC durante la noche y primeras horas de la mañana (Serra et al. 2016). Los MCS pueden contribuir en gran cantidad a la lluvia del monzón en pocas horas.

A finales del siglo *XX*, se ha tenido un gran progreso en el entendimiento de la relación entre la escala sinóptica y el inicio de convección asociada al NAM (Adams and Souza 2009). Sin embargo, el estudio de fuentes de vapor de agua relevantes durante estos procesos aún no ha sido completamente entendido. Se han realizado diferentes estudios sobre las posibles fuentes de humedad (Douglas et al. 1993; Hu and Dominguez 2015; Pascale et al. 2016; Jana et al. 2018), atribuyéndolas a diversas zonas como: el GoC, el GoM (Dominguez et al. 2016) y al reciclado o evapotranspiración proveniente de fuentes terrestres (Hu and Dominguez 2015).

Con la selección de las estaciones GPS (Tabla 3.2 y Figura 3.1) utilizadas en el presente estudio, se busca un muestreo representativo de la complejidad geográfica de la zona de estudio. Muestra de esto es que la estación KINO se encuentra en el margen oriental del golfo de California, la estación YESX a ≈ 1500 m en los pies de la SMO y BASC a ≈ 2000 m en el parteaguas de la SMO. TNCU representa las planicies de la vertiente este de la Sierra Madre Occidental, mientras que las estaciones MZTN, USMX, OPDE, RAYN se encuentran en valles intermontanos a diferentes altitudes, pero dentro de un rango de ≈ 600 m entre ellas.

3.6. Evaluación de gradiente de retraso rotal zenital

Como ejemplo de aplicación meteorológica de la técnica GPS, se obtiene el gradiente troposférico horizontal de ZTD en 7 estaciones GPS-Met (BASC, KINO, MZTN, OPDE, RAYN, USMX, TNCU). El gradiente, al estar constituido de una componente seno y una coseno (Capítulo 2), permite conocer la asimetría del contenido de PW. Con esto se busca encontrar la variabilidad horizontal en la distribución del vapor de agua, así como inferir posible transporte de vapor de agua en

la tropósfera. En el análisis posterior al procesamiento para la obtención de ZTD con GIPSY y el gradiente, primeramente, se realiza un promedio por hora con todos los datos para detectar el ciclo diurno. Y otro promedio por semana en cada estación para determinar la existencia de un ciclo estacional.

Las fechas de estudio son desde el día 176 a 217 de 2013 para la estación BASC, del día 169 al 273 de 2017 para la estación KINO y desde el 166 al 273 de 2017 para las estaciones MZTN, OPDE, RAYN, TNCU, USMX (con observaciones de GPS-Met obtenidas cada cinco minutos). El promedio por hora se realiza tomando todos los datos que correspondan a una misma hora UTC, para promediarlos posteriormente. Para el promedio semanal, se toman los datos en un período de siete días, y de estos se obtiene el promedio. Con estos valores, se infieren posibles tendencias en el comportamiento del ciclo regional y diurno, y se busca entender la posible influencia de la topografía en los valores obtenidos.

3.6.1. Casos de estudio

Para validar los resultados del gradiente troposférico, y verificar la variabilidad horizontal, se seleccionan tres casos de eventos de convección atmosférica profunda con el producto CTT derivado de imágenes satelitales GOES (canal 4 [IR]) Esto debido a que que no contamos con sondeos diarios y con variables de mayor resolución ([Adams et al. 2013](#)). Las imágenes satelitales GOES-IR son utilizadas como indicador para representar y determinar si se observa congruencia entre el gradiente y los eventos de convección.

Con esto se puede discernir si hay congruencia entre los valores obtenidos con GPS y los datos de CTT, además de sustentar la variabilidad diurna y estacional obtenida con los promedios de PW. Para lo anterior se seleccionan 10 horas de la evolución temporal de datos CTT, en las fechas 3 de julio y 15 de agosto de 2017 en una zona que cubre las estaciones RAYN, YESX y TNCU. De estos se obtiene la gráfica de las componentes del gradiente (seno y coseno) y se analiza la evolución temporal de la caída de CTT GOES. Cuando este cae, la convección es muy profunda (caídas de temperatura CTT de 300 K a 205 K en ~ 2 horas).

De aquí se buscan cambios muy marcados en el gradiente de retraso troposférico, que a su vez correspondan con una caída en la temperatura de la nube, que es evidencia de una acumulación de vapor de agua. Posteriormente, se usaron animaciones de CTT GOES para identificar los casos de convección, mientras se observaba como progresaba el día al generarse una tormenta convectiva. Entonces, a partir de la animación se toman las imágenes que representativas del desarrollo del evento convectivo, para ser comparadas con el análisis

del gradiente de ZTD. Como en algunas ocasiones hay nubosidad en ambos lados de una estación, se deben escoger aquellos casos más claros de convección y donde se aprecie cambios en nubosidad a ambos lados de la estación que correspondan a sectores húmedos y secos.

Capítulo 4

Resultados

En este capítulo, primeramente, se describen los valores resultantes de PW, obtenidos a partir de la variación en las órbitas satelitales utilizando las órbitas ultra rápidas (ultra), las órbitas rápidas (qlR) y las órbitas finales (flinnR) en el procesamiento de observables GPS para el cálculo de ZTD. El análisis de error se basa en el cálculo de la RMSE revelando la sensibilidad del PW ante las efemérides satelitales con diferente grado de precisión. Esto se realiza con el propósito de saber si el uso de órbitas ultra rápidas en el cálculo de PW no afecta de una manera significativa el valor de PW. Datos de información atmosférica en tiempo real con un error mínimo, por ejemplo, provenientes de las estaciones GPS-Met de TLALOCNet o de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) de la UNAM, pueden ser utilizados para el monitoreo de PW o para asimilación de datos en modelos numéricos de previsión de tiempo.

Posteriormente, se analizan los valores de PW obtenidos de la variación en la función de mapeo del retraso atmosférico en el procesamiento de observables GPS para el cálculo de ZTD, utilizando la función de mapeo de Viena 1 y con la función de mapeo de Niell. Se describen después los valores del RMSE, que permite analizar la sensibilidad en el estimado del valor de PW ante la variación únicamente de la función de mapeo. El fin de este último análisis es estudiar la sensibilidad en el cálculo de PW a la altura de la estación GPS que se ve reflejado en Funciones de Mapeo.

Finalmente, se presentan los valores del gradiente horizontal de ZTD, en el cual se analizan el ciclo diurno y ciclo estacional durante en el noroeste de México durante la época del monzón de Norteamérica. Para confirmar la viabilidad de esta metodología en capturar gradientes fuertes de vapor. Se examinan tres casos de estudio en los cuales se compara el valor del gradiente con campos de nubes, utilizando la temperatura de tope de nube obtenida a partir de observaciones satelitales GOES.

4.1. Análisis de sensibilidad para órbitas satelitales

Como se ha mencionado en secciones previas, para el cálculo de PW con la técnica GPS se requiere primeramente obtener el ZTD. En el procesamiento para la obtención de este, con el software GIPSY (Version 6.4), se toman en consideración diversos parámetros, entre los cuales destaca el uso de órbitas satelitales ultra rápidas, rápidas y finales. Las órbitas finales, al ser obtenidas después de ser corregidas, suponen una fuente de error menor para el cálculo del ZTD. Es por esto, por lo que ese tipo de órbita es utilizada mayormente cuando se busca obtener la mejor precisión en cálculos geodésicos, y en este caso se utiliza como punto de comparación con resultados obtenidos con órbitas rápidas y ultra rápidas. Hacer este análisis en función del RMSE, permite validar de que sea posible obtener valores relativamente precisos de PW en tiempo real, lo cual requiere de órbitas satelitales ultra rápidas.

4.1.1. Órbitas Rápidas vs Órbitas Finales

| Estación | Órbita | RMSE (mm) |
|----------|--------------------------------|-----------|
| BASC | Rápida (qlR) vs Final (flinnR) | 0.19669 |
| KINO | Rápida (qlR) vs Final (flinnR) | 0.24992 |
| MZTN | Rápida (qlR) vs Final (flinnR) | 0.31730 |
| USMX | Rápida (qlR) vs Final (flinnR) | 0.21020 |

Tabla 4.1: Valores de RMSE para PW de las cuatro estaciones, comparando órbitas rápidas con órbitas finales.

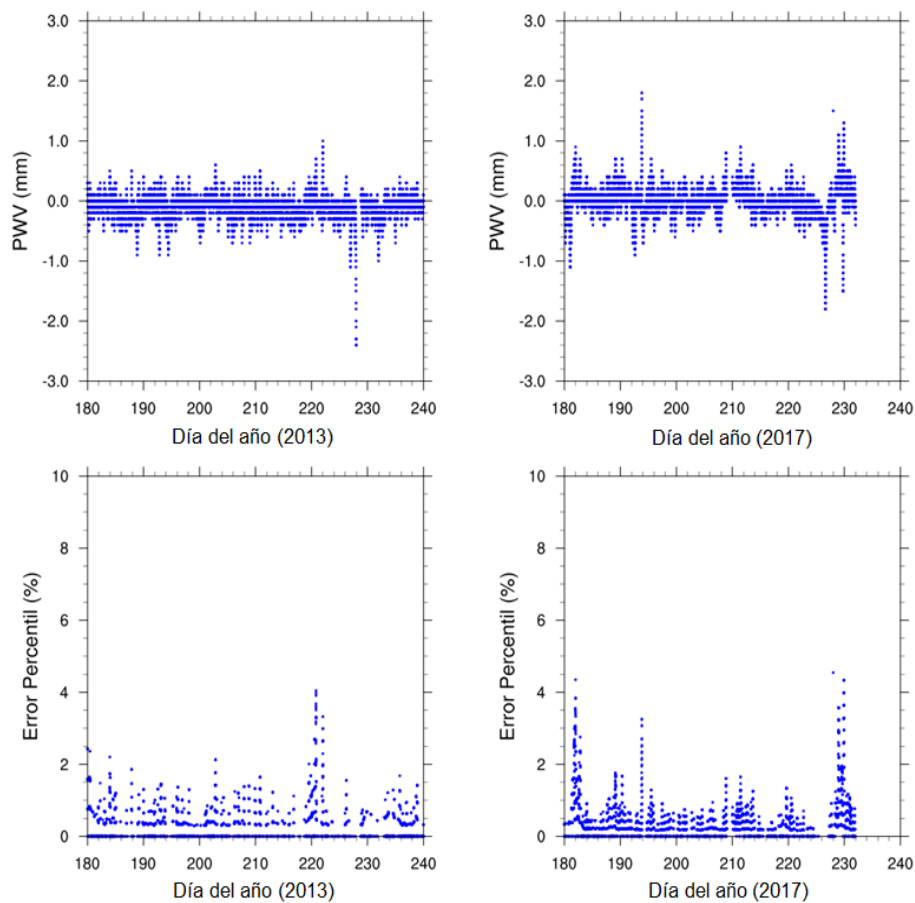


Figura 4.1: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda).

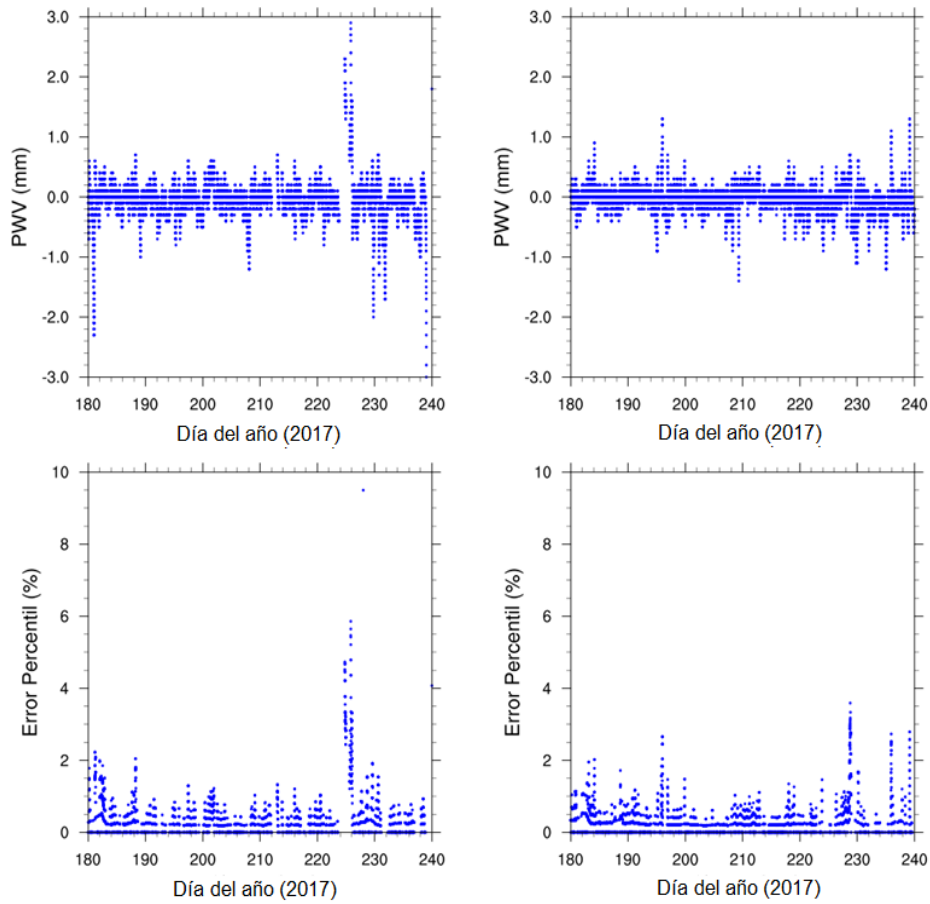


Figura 4.2: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda).

El comportamiento en las diferencias del PW, utilizando órbitas satelitales rápidas no es muy diferente con respecto al calculado con las órbitas finales. Independiente de la elevación (ver 3.2) o ubicación de la estación GPS-Met (ver Figura 3.1), la diferencia entre los valores de PW son típicamente menos de 1 mm (ver Figuras 4.1 y 4.2). Además, durante el período de estudio (días comprendidos desde el 166.00 al 274.00 de los años 2013 y 2017 Tabla 3.2), no se presentan variaciones significativamente altas, aunque en el día 225 en la estación MZTN incrementa el valor.

En cuanto al RMSE, los datos se encuentran en un rango de 0.196 mm (BASC) a 0.317 mm (MZTN) (Tabla 4.1). El comportamiento con respecto al tiempo, igualmente se mantiene casi constante. Tampoco es obvio que el error en el cálculo de PW tenga una relación con la altura de la estación no con las condiciones externas de construcción del lugar donde se encuentra la estación instalada. Por ejemplo, BASC tiene un error de 0.196 mm a una altura de 1999 m y la estación MZTN con un error de 0.317 mm a una altura de 671 m. Sin embargo, KINO que está básicamente al nivel del mar tiene un error que cae entre estas dos estaciones de mayor altitud. Podemos concluir entonces que la altitud de la estación no es determinante de la magnitud del error.

4.1.2. Órbitas Ultra Rápidas vs Órbitas Finales

| Estación | Órbita | RMSE (mm) |
|----------|---|-----------|
| BASC | Ultra rápida (ultra) vs Final (flinnR) | 0.38453 |
| KINO | uUltra rápida (ultra) vs Final (flinnR) | 0.29260 |
| MZTN | Ultra rápida (ultra) vs Final (flinnR) | 0.37939 |
| USMX | Ultra rápida (ultra) vs Final (flinnR) | 0.20162 |

Tabla 4.2: Valores de RMSE para el PW en cuatro estaciones utilizando órbitas ultra rápidas y órbitas finales.

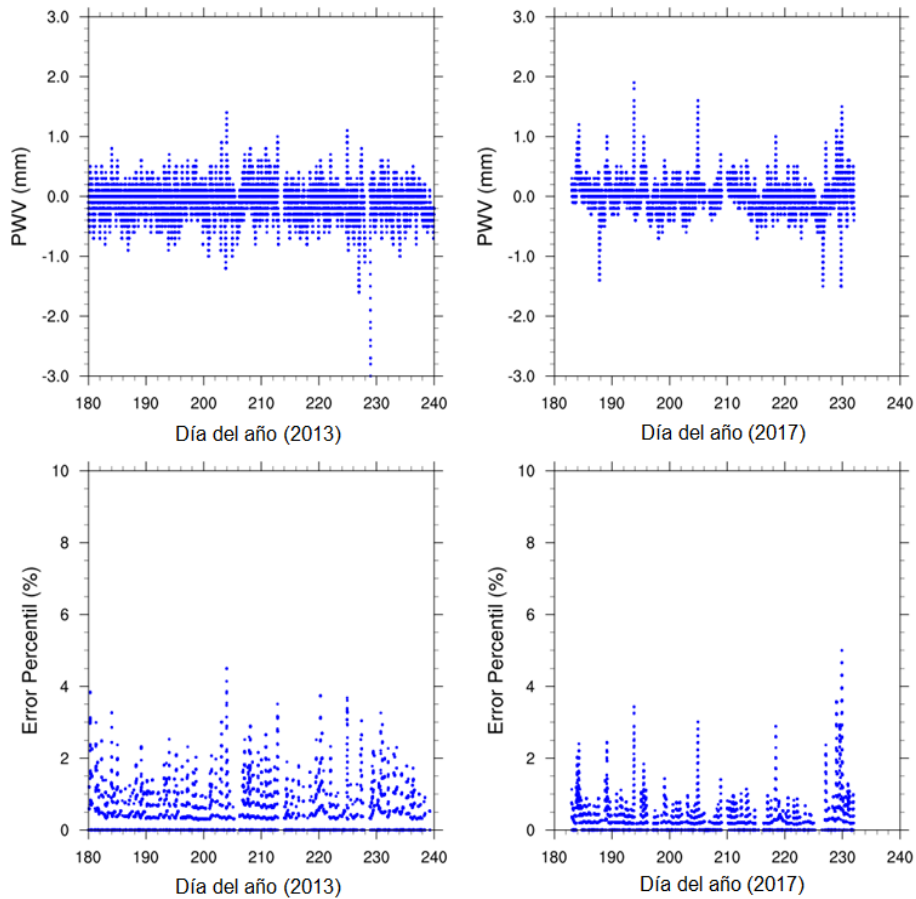


Figura 4.3: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita ultra rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda).

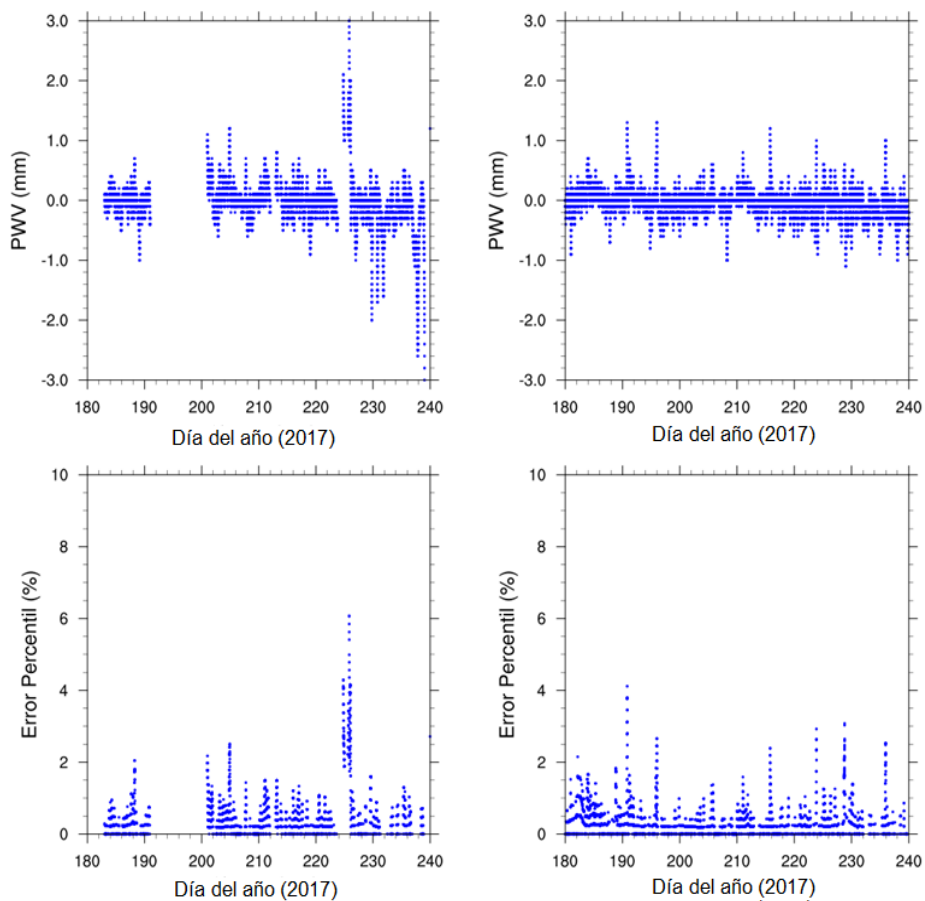


Figura 4.4: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con órbita ultra rápida vs órbita final para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda).

El comportamiento en la diferencia del PW utilizando órbitas satelitales ultra rápidas no tiene una gran diferencia con respecto a las órbitas finales. Independientemente de la ubicación de la estación GPS-Met, la diferencia entre los valores de PW rondan desde -1 mm a 1 mm en la gran mayoría de los casos (ver Figuras 4.3 y 4.4). La magnitud del error con las órbitas ultra rápidas (ver Tabla 4.2 y Figuras 4.3 y 4.4) tiende a ser mayor que los de las rápidas (ver Tabla 4.2), lo cual es de esperarse dado que la precisión en el cálculo de observables disminuye de acuerdo al tiempo que tarda el tipo de órbita satelital en ser corregida y procesada.

Como se ven los resultados del RMSE con órbitas rápidas y las ultra rápidas, las diferencias entre estas dos no presentan variaciones significativamente altas. Para el caso del RMSE, los datos se encuentran en un rango de 0.202 mm (USMX) a 0.385 mm (BASC) (Tabla 4.2). En este caso, tampoco se observa una correlación intuitiva entre el valor del RMSE y la altura en la que se encuentra la estación (BASC 1999 m, KINO 7 m, MZTN 671.8 m y USMX 514.2 m). En términos de la calidad de la monumentación y la falta de obstrucciones USMX, KINO, BASC y MZTN disminuyen en este orden.

En general, se observa que los valores de RMSE, error porcentual y las diferencias del cálculo de PW utilizando órbitas rápidas u órbitas ultra rápidas se mantienen muy similares. Esto se puede ver en que los valores de RMSE para KINO (0.25 mm y 0.293 mm, respectivamente), MZTN (0.317 mm y 0.379 mm, respectivamente) y USMX 0.210 mm y 0.202 mm, respectivamente (Tablas 4.1 y 4.2), se mantienen casi en el mismo valor. Sin embargo, para el caso de BASC, el RMSE es mayor cuando se utilizan órbitas satelitales ultra rápidas aunque no en una proporción muy alta.

Esto se puede ver en que el valor mínimo de RMSE obtenido en el análisis de los dos tipos de órbita fue de 0.196 mm utilizando la rápida, mientras que con la ultra rápida fue de 0.384 mm (valores menores al 1 % del PW), el valor más alto de error en los dos análisis. Con esto, se puede decir que en todas las estaciones el error entre la posición y altura no es determinante. Algo a notar es que en MZTN, alrededor del día 225 de 2017 el error aumenta fuertemente en los dos casos, lo que implica que este comportamiento no está relacionado con las órbitas, si no con otro elemento desconocido y aunque el error es mucho mayor en los valores otros días, sólo representa un 6 % en el PW, el cual no es muy grande.

4.2. Función de mapeo de NIELL vs VMF1

De acuerdo al Capítulo 3, para el cálculo de PW con GPS se requiere obtener el ZTD, lo que toma en consideración diversos parámetros,

entre ellos el uso de órbitas satelitales ahora de Funciones de Mapeo de retraso debido a la atmósfera. Cada modelo supone una dependencia en el ZTD a diferentes parámetros, tales como la altura, latitud y longitud a la que se encuentra la estación GPS y ángulos de corte satelital, entre otros. La función de mapeo, o modelo atmosférico base utilizado con GIPSY para este trabajo es NIELL. Este análisis también se realiza con RMSE, ya que visualiza si se obtienen valores más húmedos o secos utilizando una u otra función de mapeo, así como para determinar si es posible detectar la influencia de la altitud de la estación GPS en los valores de PW. Se ha mostrado (Boehm et al. 2007) que VMF1 en general produce mejores resultados con PW, sin embargo, en este caso se busca corroborar que sea cierto en zonas con topografía compleja, como lo es el noroeste de México, además de ser una región menor densidad de observaciones meteorológicas.

| Estación | Función de mapeo | RMSE (mm) |
|----------|------------------|-----------|
| BASC | VMF1 vs Niell | 0.12730 |
| KINO | VMF1 vs Niell | 0.76502 |
| MZTN | VMF1 vs Niell | 0.69100 |
| USMX | VMF1 vs Niell | 0.18847 |

Tabla 4.3: Valores de RMSE para el cálculo de PW en cuatro estaciones, utilizando VMF1 y Niell.

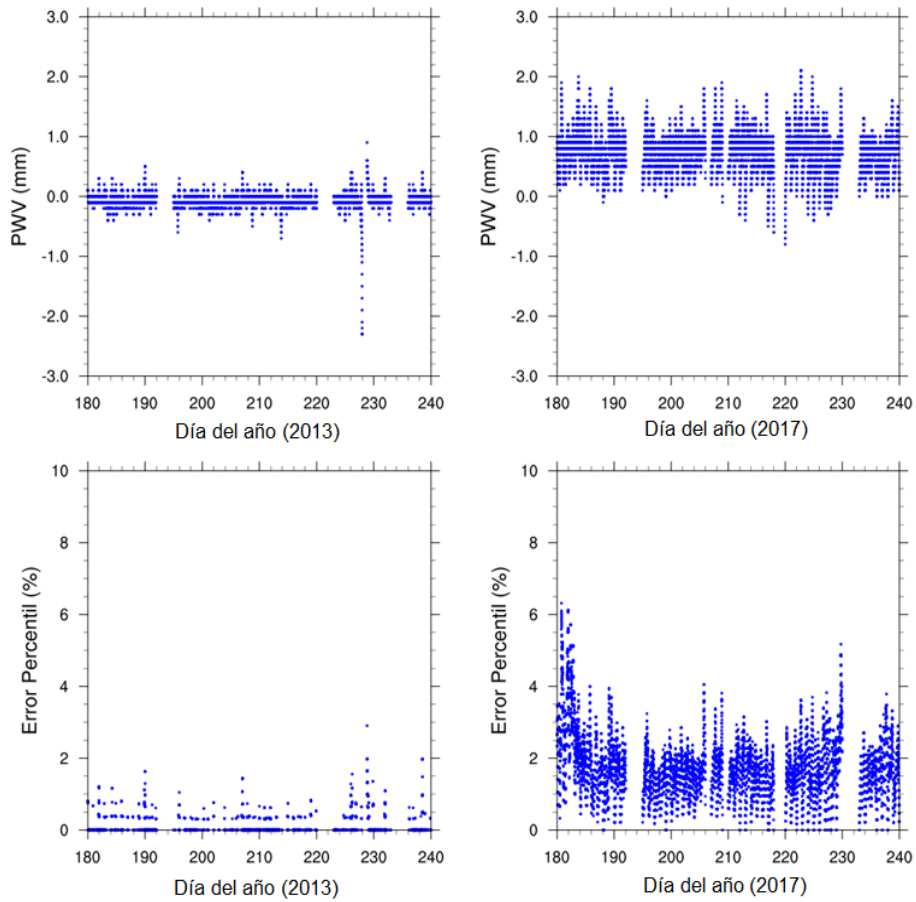


Figura 4.5: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con VMF1 y NIELL para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: BASC (derecha) y KINO (izquierda).

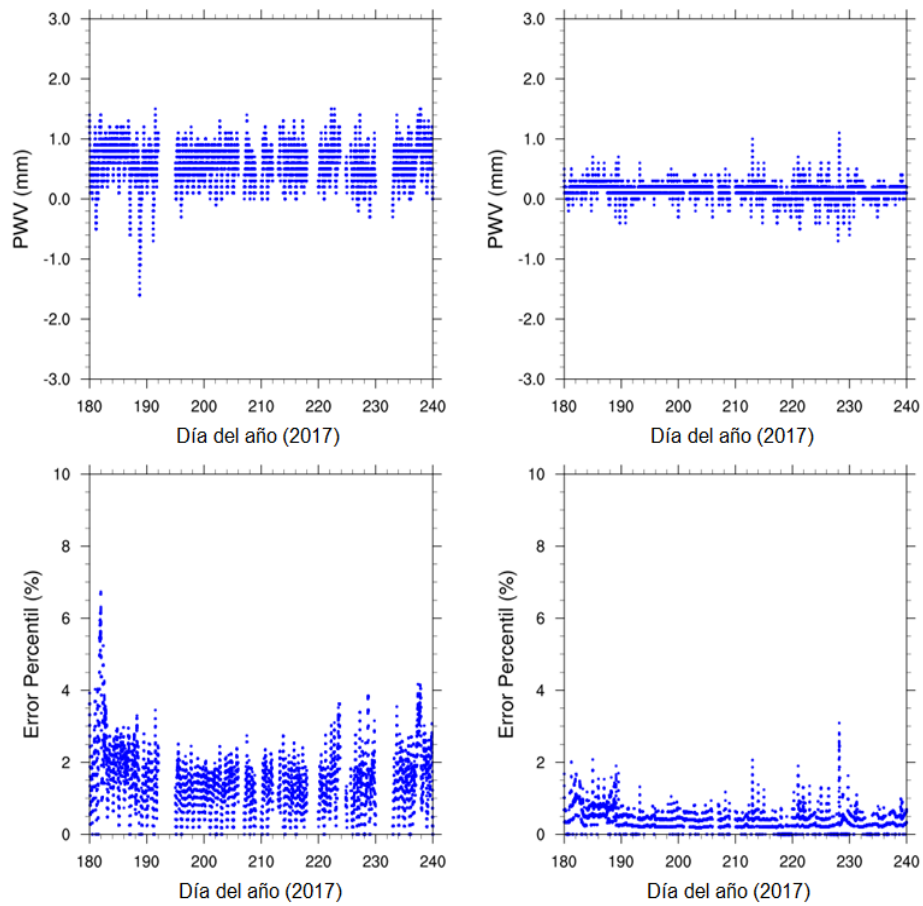


Figura 4.6: Diferencia de PW (imagen superior) y error porcentual (imagen inferior) entre valores obtenidos con VMF1 y NIELL para dos estaciones GPS mostradas en Figura 3.1: MZTN (derecha) y USMX (izquierda).

El comportamiento en las diferencias del PW entre la función de mapeo VMF1 es muy uniforme en las cuatro estaciones, al tener valores comprendidos entre -2.3 mm (KINO) hasta 2 mm (BASC) aproximadamente (ver Figuras 4.5 y 4.6). Además, durante el tiempo de estudio (días entre 180 hasta 240 de 2013 y 2017 respectivamente), no presenta variaciones significativas, aunque en el día 228 incrementa o disminuye su valor notablemente. Para el caso del RMSE, los datos se encuentran en un rango de 0.127 mm (BASC) a 0.765 mm (KINO) (ver Tabla 4.3).

El comportamiento con respecto al tiempo, igualmente se mantiene casi constante, aunque se observa que cuando la estación se encuentra a mayor altura, el error en el cálculo tiende a disminuir, aunque no es muy obvio. Esto se ve, por ejemplo, en la estación BASC que al estar instalada a mayor altitud presenta el error de valor más bajo, mientras que KINO al ser la de menor altitud tiene el error de valor más alto. La estación que no sigue este comportamiento es MZTN, pero esto podría atribuirse a las condiciones locales (ubicación entre valles y montañas) del sitio GPS. En general, se observa una relación inversa con el valor de RMSE y la altitud a la que se encuentra instalada la estación.

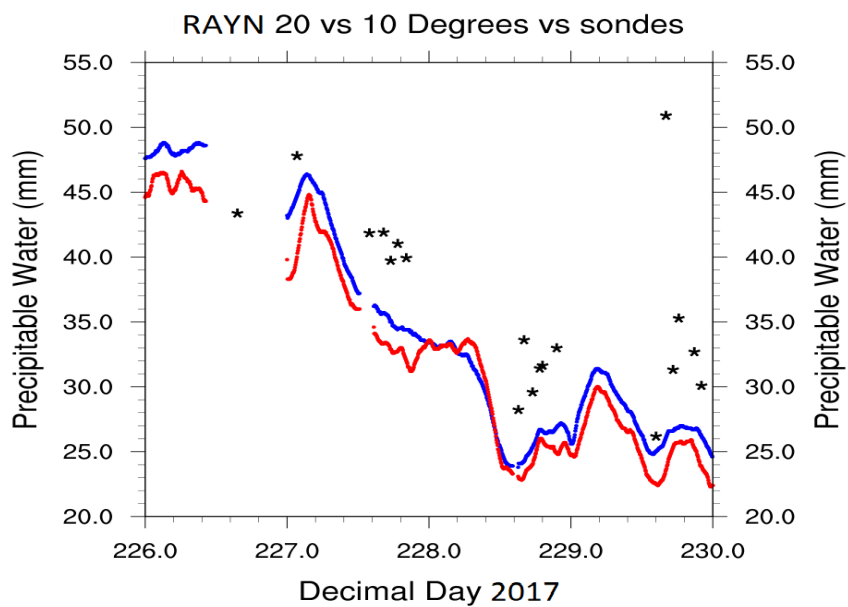
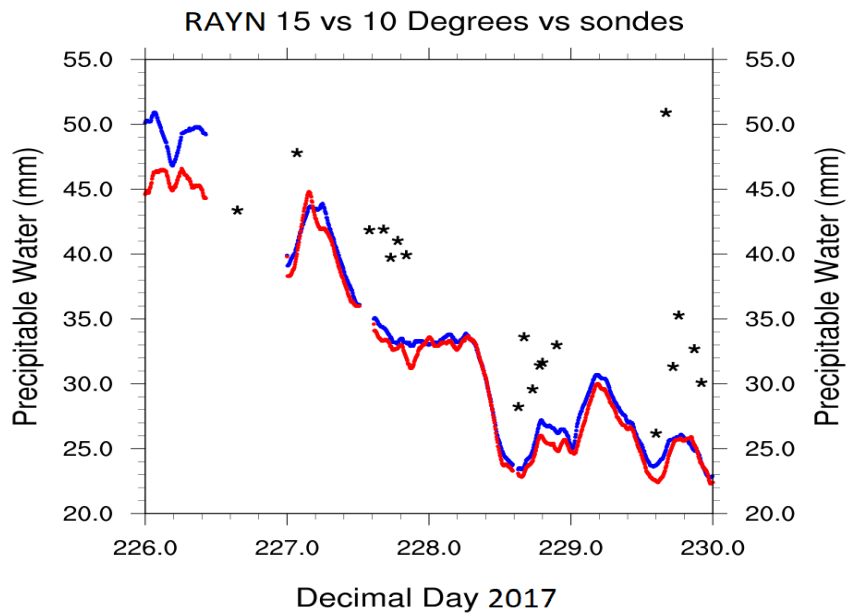
4.3. Ángulo de eliminación

Otro parámetro que influye en el cálculo del ZTD, y por consiguiente de PW es el ángulo de corte de observación satelital. Al ser el cono de observación del receptor GPS en tierra, el ángulo de apertura del registro de observables definirá el número de satélites que detecten, y a su vez aumente o disminuya fuentes de error como multitrayectorias, entre otros. La finalidad de incrementar el ángulo es aproximar mejor el PW estimado con GPS al valor del vapor de agua medido con técnicas de mejor representatividad vertical como radiosondeos o radiómetros.

La escala de altura de vapor de agua, independientemente de la técnica de medición es aproximadamente 2.5 km, por lo que el valor base en este trabajo del ángulo de eliminación es de 10° , ya que este valor otorga un máximo de representatividad de un cono de radio de alrededor 15 km (Figuras 2.2 y 2.5), además de eliminar errores por multitrayectorias y otros. También se utilizan valores PW estimados con radiosondeos, al tener una mejor representatividad de las condiciones atmosféricas. Hacer el análisis en función de RMSE, revela si se están obteniendo mejores valores de PW con un ángulo más elevado, así como si se aproxima más a los radiosondeos sin incrementar el error por otras causas.

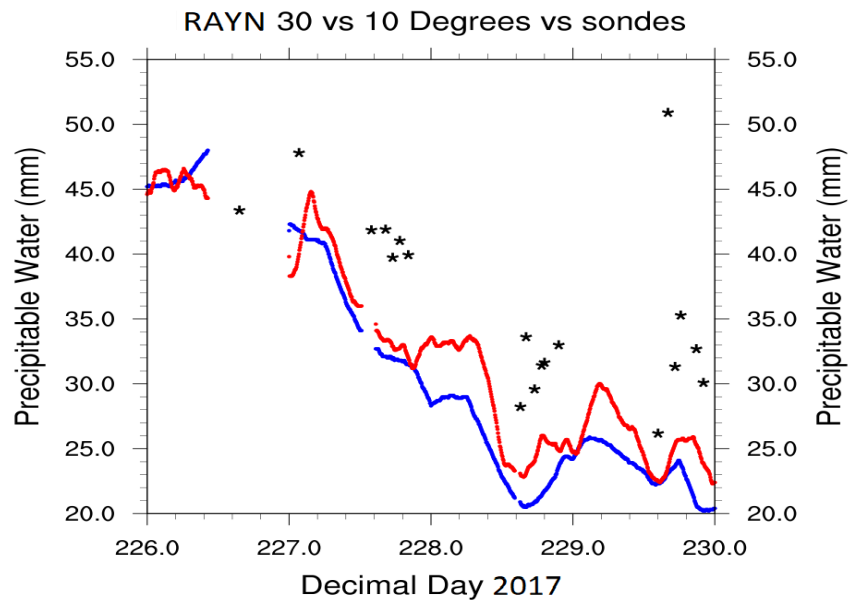
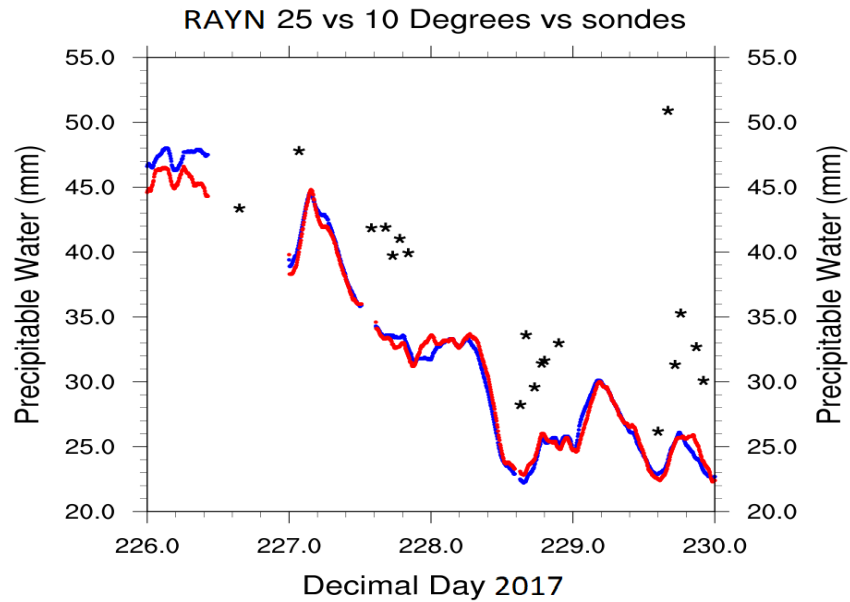
| Ángulo de eliminación [$^\circ$] | RMSE [mm] |
|------------------------------------|-----------|
| 10 | 7.190143 |
| 15 | 6.592062 |
| 20 | 5.530453 |
| 25 | 7.25108 |
| 30 | 9.281213 |
| 35 | 11.27283 |

Tabla 4.4: Valores RMSE para PW en estación RAYN (días 226 a 230 de 2017), comparando diferentes ángulos de eliminación satelital en GPS con valores de sondeos.



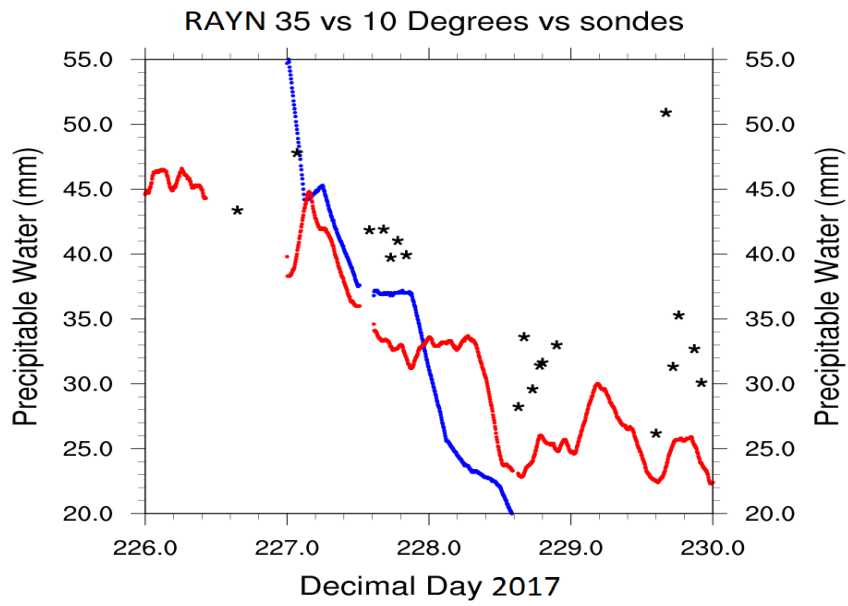
(a) Ángulo de eliminación 15° (arriba) y 20° (abajo)

Figura 4.7: Cálculo de PW entre técnica GPS-Met y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017



(a) Ángulo de eliminación 25° (arriba) y 30° (abajo)

Figura 4.8: Cálculo de PW entre técnica GPS-Met y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017.



(a) Ángulo de eliminación 35°

Figura 4.9: Cálculo de PW con técnica GPS-Met utilizando ángulos de corte de 10° vs 35° y radiosondeo en la estación RAYN para los días entre 226 y 230 del año 2017

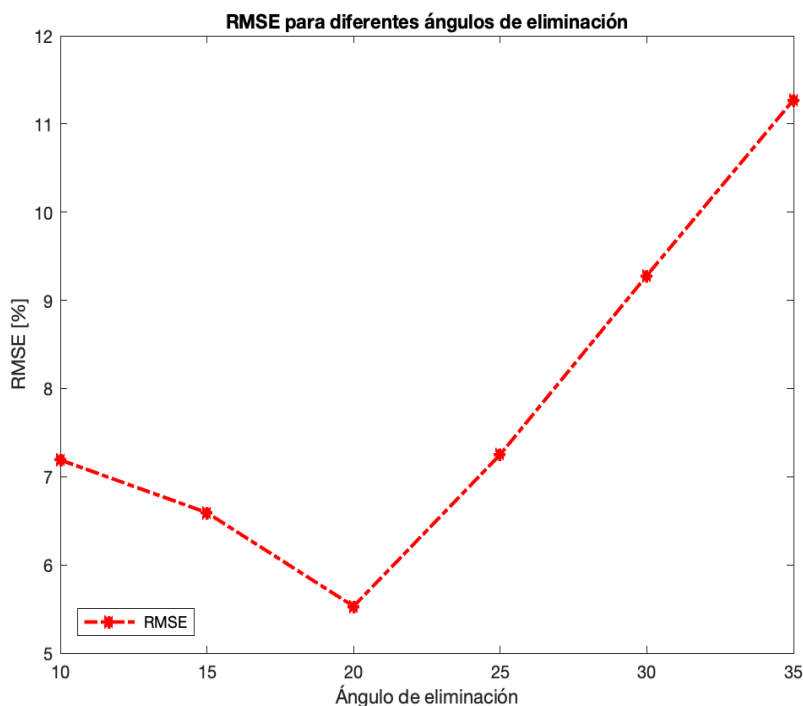


Figura 4.10: RMSE del PW calculado a diferentes ángulos de eliminación

Los valores de PW obtenidos con ángulos de corte entre 15° y 25° tienen una buena aproximación en comparación con el obtenido a 10° , ya que en los casos con valores extremos incrementa abruptamente la diferencia entre los cálculos. En el caso específico de 35° , como se muestra en la Figura 4.9 el error es muy grande y los valores del agua precipitable se disparan. En la comparación entre el PW de sondeo y de GPS a diferentes ángulos, en todos los casos existen discrepancias en un rango de 2 mm hasta más de 10 mm (a los 35°). Los valores RMSE se encuentran entre 5.53 mm a 20° y 11.272 mm a 35° (Tabla 4.4 y Figura 4.10).

De los valores RMSE se puede inferir que, a valores bajos de ángulos de eliminación (10° - 15°) el error en el cálculo de PW en GPS se minimiza, pero la representatividad en la vertical no es maximizada, lo que difiere un poco de los valores determinados con técnicas de sondeo. De aquí se ve que la mejor aproximación es con 20° (Figura 4.7), por ser el cono de visión más estrecho que no tiene tantos errores debido a la poca cantidad de satélites vistos que se eliminan al aumentar el ángulo de eliminación, lo que se ajusta mejor al cono de representatividad vertical que se desea ver.

4.4. Gradiente horizontal de retraso total zenital

Posterior al análisis de sensibilidad de la técnica GPS, se tiene cómo ejemplo de aplicación la obtención del gradiente troposférico horizontal de ZTD. El gradiente, como se describe en el Capítulo 2, al ser una proyección del ZTD en un plano horizontal, consiste de una componente seno y una coseno que permiten conocer la distribución y asimetría del contenido de PW en la tropósfera baja, contenida en un plano horizontal sobre el cono de observación del receptor GPS (Figura 2.5), cómo se explica en al Capítulo 3.

La componente seno describe el aumento del vapor de agua en la dirección este-oeste (valores positivos y negativos, respectivamente), mientras que la componente coseno en la dirección norte-sur (valores positivos y negativos, respectivamente). La finalidad de esta técnica es inferir la evolución espacio-temporal del PW. Finalmente, en la sección del caso de estudio se corrobora que exista una relación física real entre los valores observados con el gradiente y eventos convectivos detectados con CTT proveniente de imágenes satelitales GOES IR.

Ciclo Diurno

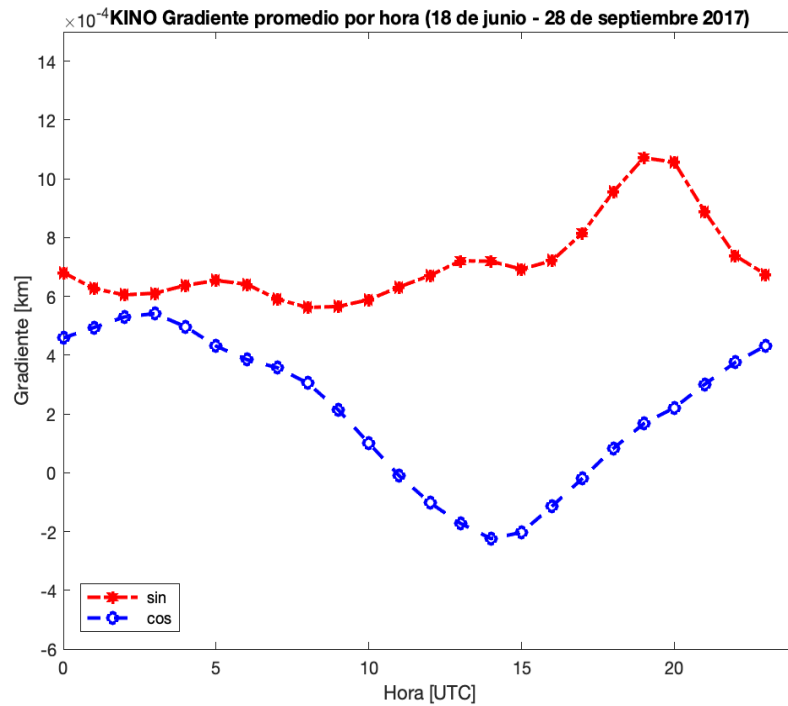


Figura 4.11: Promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación KINO entre los días 169 (18 junio) a 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).

De acuerdo con la Figura 4.11, la componente seno en promedio muestra que la concentración de PW es mayor en la dirección este, con valor máximo a 19 hrs UTC (12PM hora local) con 11×10^{-4} km. La componente coseno muestra una mayor concentración de PW en general en la dirección norte, con un mínimo de -2×10^{-4} km a las 14 hrs UTC (7AM hora local). Con esto, se ve que la evolución temporal del gradiente es en dirección noreste a suroeste y termina hacia el noreste, lo que es consistente con la ubicación de la estación KINO que se encuentra cerca del mar (Figura 3.1). Esta evolución del gradiente representa la brisa del mar y la penetración de humedad hacia tierra adentro durante la mañana y hasta la tarde.

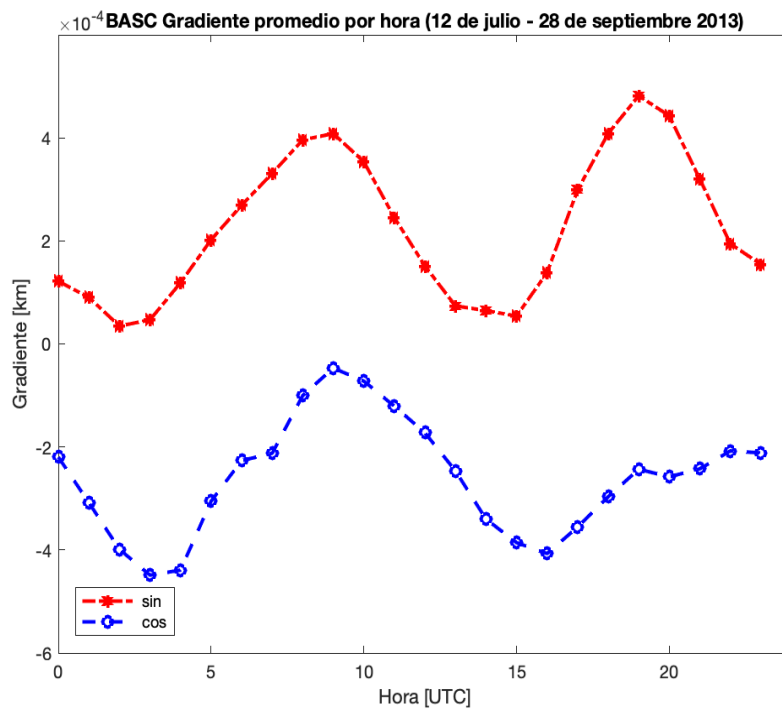


Figura 4.12: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación BASC, entre los días 176 (25 junio) al 271 (28 septiembre) de 2013. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno)

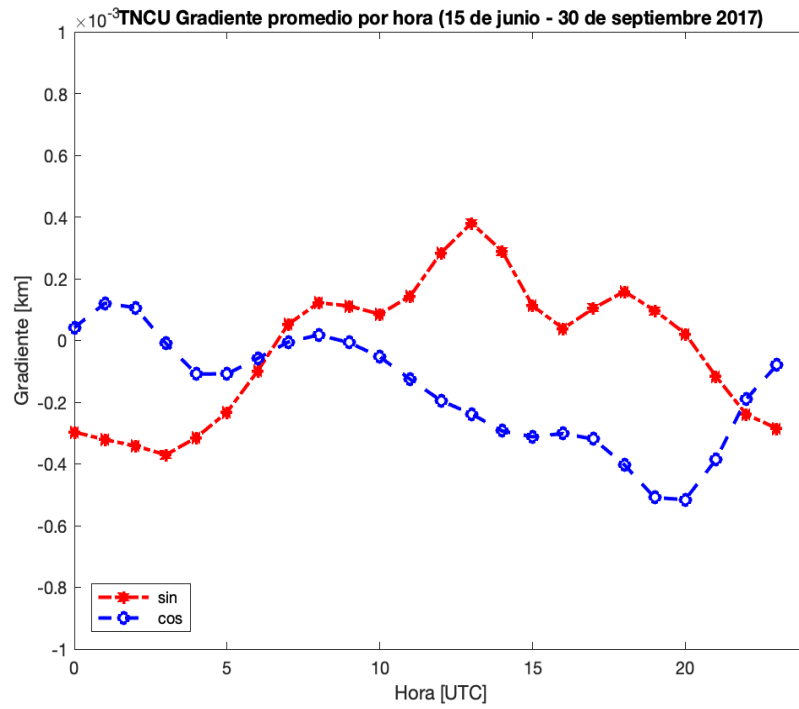


Figura 4.13: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación TNCU entre los días 166 (15 junio) a 273 (30 septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).

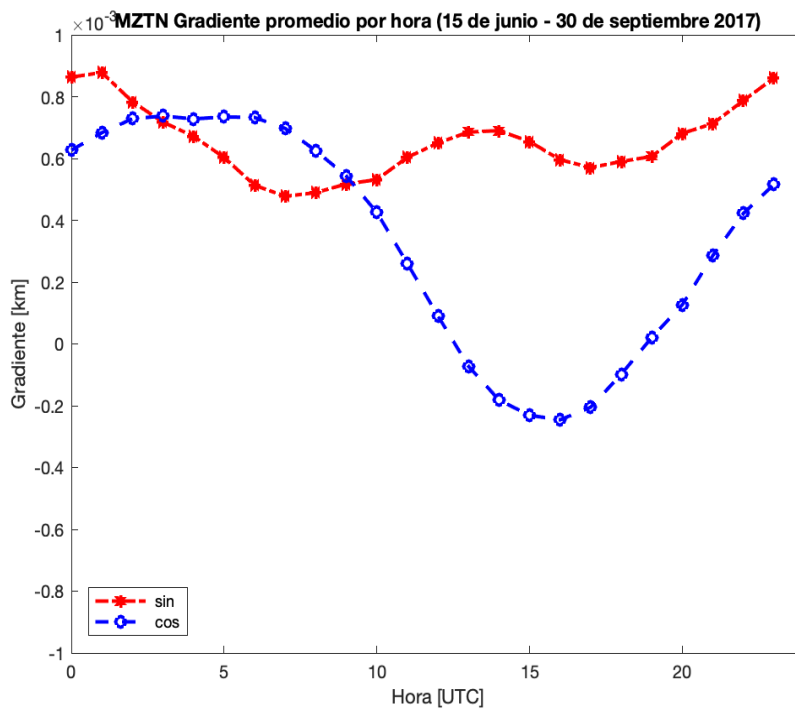


Figura 4.14: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación MZTN. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).Días 15 junio a 30 septiembre de 2017.

En la Figura 4.12 el gradiente en la estación BASC indica una mayor concentración de vapor de agua en la zona sureste de la estación, además de tener poca variabilidad temporal. Mientras que en la estación TNCU (Figura 4.13 muestra una evolución temporal del gradiente desde una dirección suroeste, hasta una dirección al sureste de la estación GPS. Ambos resultados muestran que en el área comprendida entre ambas estaciones hay una concentración de vapor coincidente, que posteriormente se desplaza en tiempo en dirección este (estación TNCU). En la estación TNCU se observa un desplazamiento sureste-suroeste del vapor de agua, desde las 8 hasta las 16 hrs UTC (2AM y 1AM hora local), que podría deberse al flujo de vapor desde la Sierra Madre Occidental. Desde la hora 20 hasta la hr 7 UTC, el gradiente este-oeste es negativo, lo que representa el desarrollo de la convección en la tarde-noche en la SMO.

En BASC, se tiene un comportamiento muy particular en la dirección este-oeste, con dos máximos a las 8 hrs UTC (2AM hora local) y a las 20 (2PM hora local) hrs UTC, que puede deberse a que el receptor GPS se encuentra en un valle rodeado de montañas altas con su circulación valle-montaña muy particular. En MZTN (Figura 4.14), la concentración de vapor de agua promedio para la componente seno siempre es mayor en la dirección este, mientras que en la coseno es en la dirección norte, aunque con un cambio hacia el sur desde las 13 hrs UTC hasta las 19 hrs UTC (5AM y 12PM hora local, respectivamente). Con esto, se ve que la evolución en tiempo del gradiente es noreste a sureste para terminar en dirección noreste, lo cual podría deberse a la configuración montaña-valle de la región.

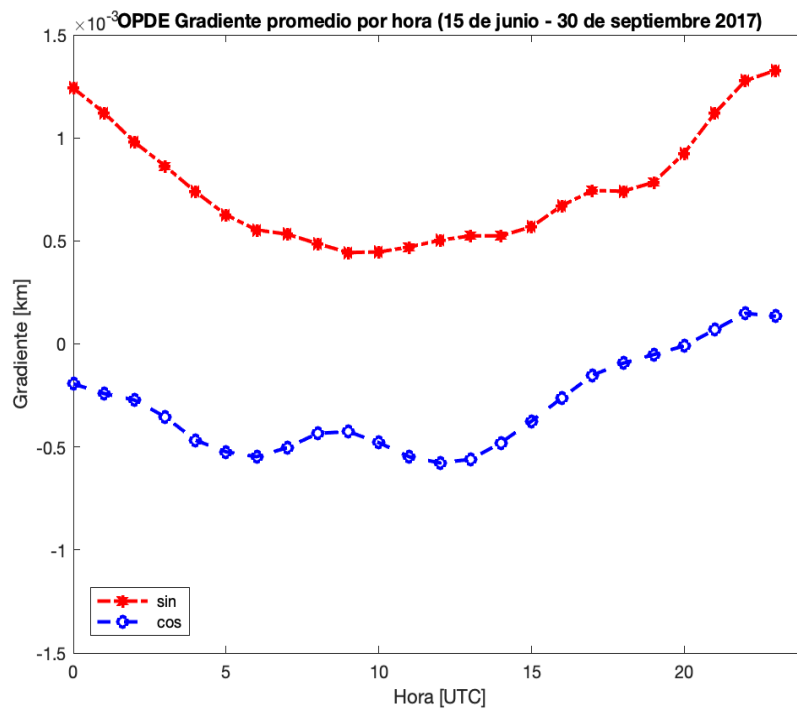


Figura 4.15: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación OPDE entre los días 166 (15 junio) al 273 (30 septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).

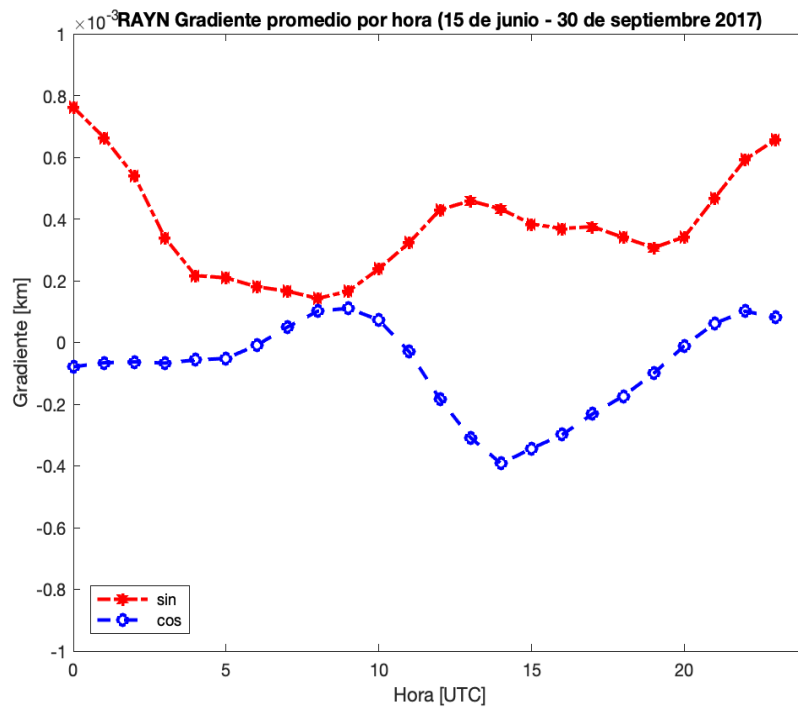


Figura 4.16: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación RAYN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).

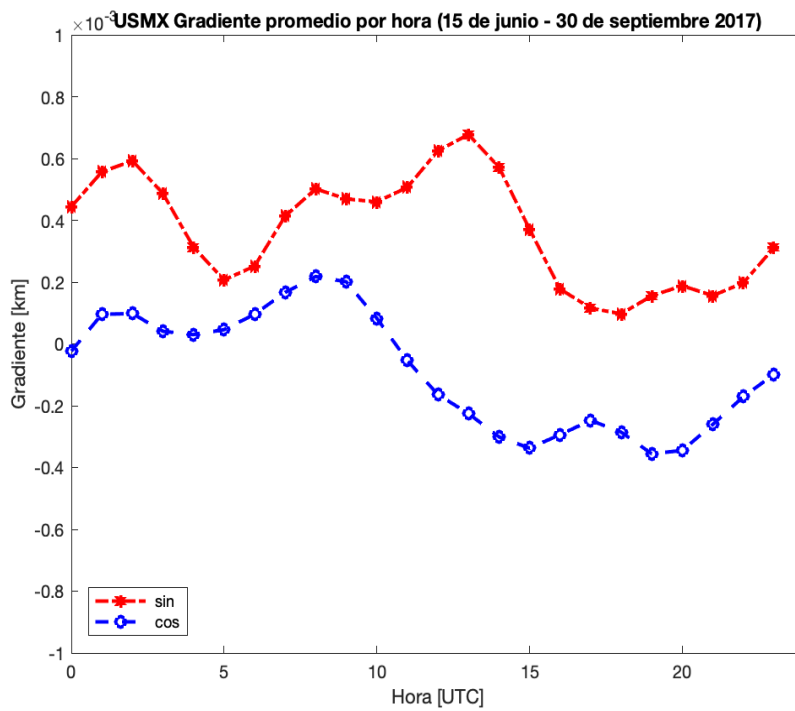


Figura 4.17: Cálculo del promedio por hora del gradiente horizontal del ZTD para la estación USMX entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja es la componente este-oeste(seno), mientras que la azul es la componente norte-sur (coseno).

Lo que se muestra en las Figuras 4.15, 4.16 y 4.17 es que en la componente seno del gradiente para las tres estaciones, siempre es mayor la tendencia de concentración de vapor de agua en la dirección este de las estaciones, que se puede deber a la presencia de la SMO. Respecto a la componente coseno, en las estaciones OPDE y RAYN el comportamiento es muy similar, lo que se atribuye a que están separadas a una distancia aproximada de 20 km, y casi a la misma elevación y con relieve similar. USMX presenta un comportamiento de la componente coseno un poco distinto, al presentar un desplazamiento norte-sur.

Estos resultados muestran que, en la dirección este de las estaciones se encuentra la mayor concentración de vapor de agua, y que esta misma concentración es consistente entre las áreas geográficas que coinciden entre las tres estaciones, ya que mientras en OPDE el vapor de agua está en dirección sureste, en RAYN se observa hacia el este; y mientras en RAYN se ve en el sureste, en la estación USMX se presenta hacia el noroeste.

Las gráficas de los gradientes de ZTD presentadas en esta sección, muestran que la técnica GPS detecta congruentemente concentraciones de PW, por lo que es posible detectar ciclos diurnos del comportamiento de PW en la zona, que están relacionados fuertemente con la topografía del sitio. En las estaciones GPS más cercanas a la SMO, la técnica del gradiente fue capaz de visualizar los valores más altos del gradiente en las zonas más cercanas a la SMO, mientras que para el caso de la estación cercana a la costa (KINO) se detectó durante la tarde la influencia de vapor de agua proveniente del golfo de California en dirección al sur de la estación.

Ciclo estacional

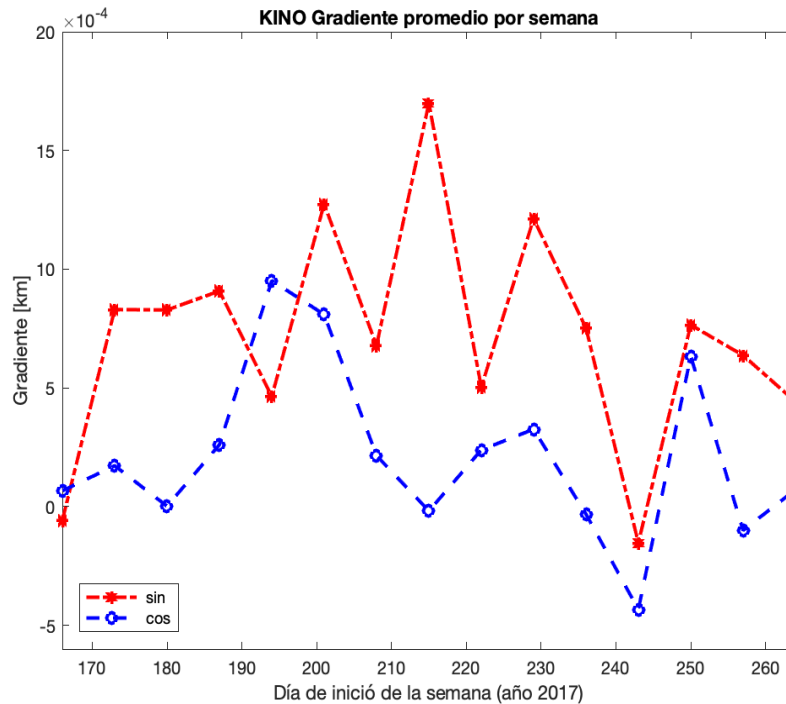


Figura 4.18: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación KINO entre los días 169 (18 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

La Figura 4.18 muestra que la concentración de vapor de agua promedio para la componente seno siempre es mayor en la dirección este, mientras que en la coseno se observa que antes de las fechas más comunes de inicio del monzón (día 168) el gradiente es muy neutral, pero al comienzo la componente seno aumenta abruptamente y una semana después la componente coseno. La evolución con tiempo del gradiente es durante las primeras 7 semanas de la Figura 4.18 en el noreste, en la semana 8 sureste para en las posteriores ser noreste.

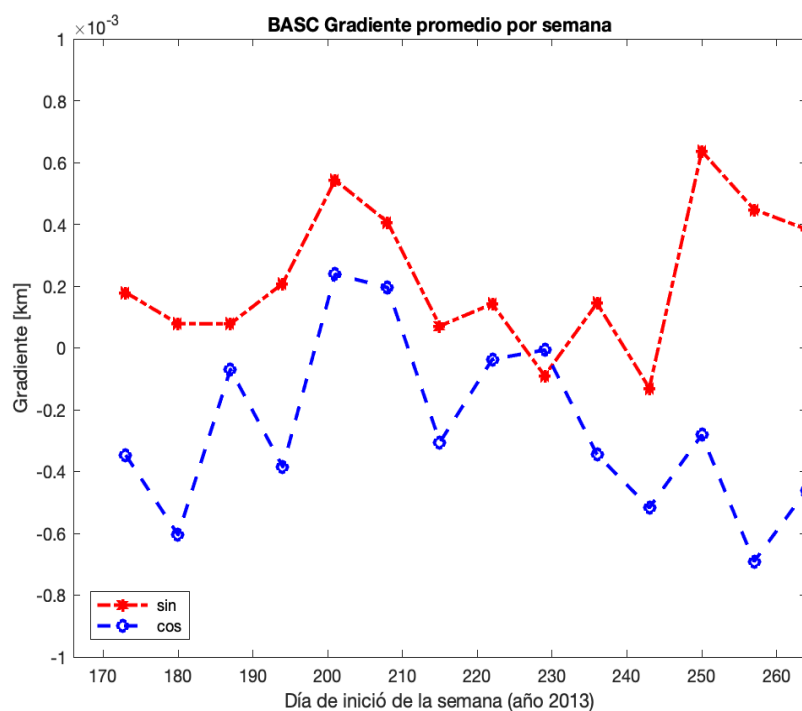


Figura 4.19: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación BASC entre los días 176 (25 de junio) y 271 (28 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

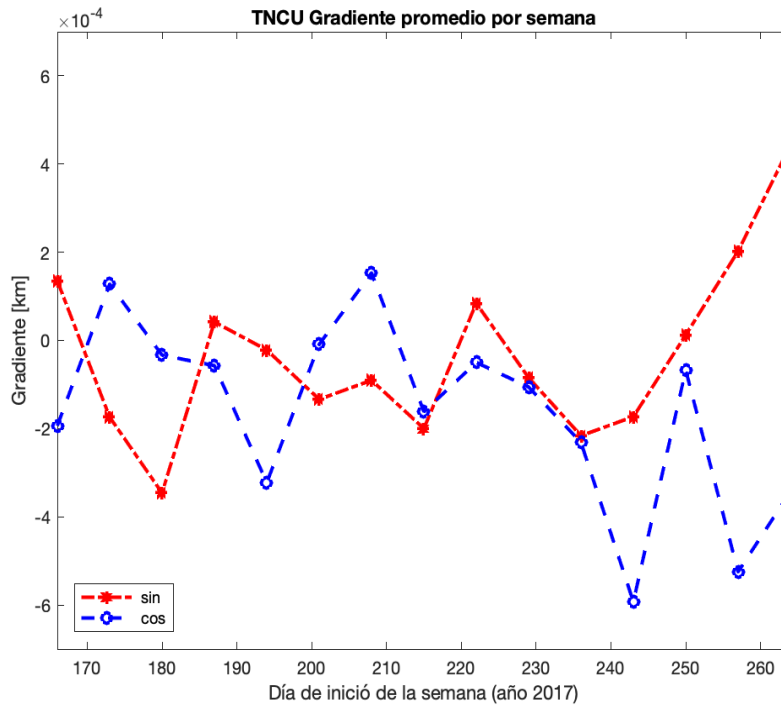


Figura 4.20: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación TNCU entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) de 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

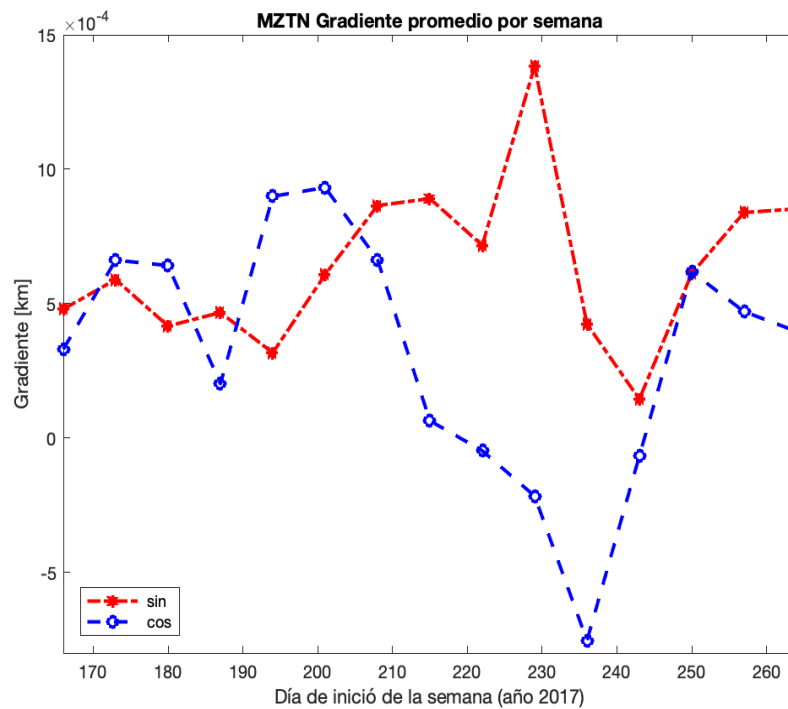


Figura 4.21: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación MZTN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

En la Figura 4.19 el gradiente en la estación BASC indica una mayor concentración de vapor de agua en la zona sureste de la estación, aunque entre los días 230 al 250 la concentración sobre la estación GPS es homogénea. En TNCU (Figura 4.20) se observa una tendencia suroeste, aunque en la semana del día 190 la concentración de vapor de agua es homogénea (valores próximos a 0), en la semana 6 del día 220 la mayor concentración de vapor de agua es en el norte y en la semana de los días 250-260 es sureste. Las tendencias en ambos resultados muestran que en el área comprendida entre ambas estaciones hay una concentración de vapor de agua que coincide, aunque la estación TNCU presenta una mayor variabilidad durante todo el período de estudio, teniendo un gradiente muy variante en todas las direcciones de observación.

En general, la concentración de convección profunda se centra en la SMO, lo que es consistente en el gradiente. En MZTN (Figura 4.21) la concentración de vapor de agua promedio para la componente seno siempre es mayor en la dirección este, mientras que para la coseno es en la dirección norte, aunque se da un cambio hacia el sur entre las semanas de los días 230 y 250. Con estas tendencias, se observa que la evolución temporal del gradiente es noreste a sureste para finalizar en la Figura 4.21 en la parte noreste, lo que es consistente con la topografía y la actividad convectiva de la zona.

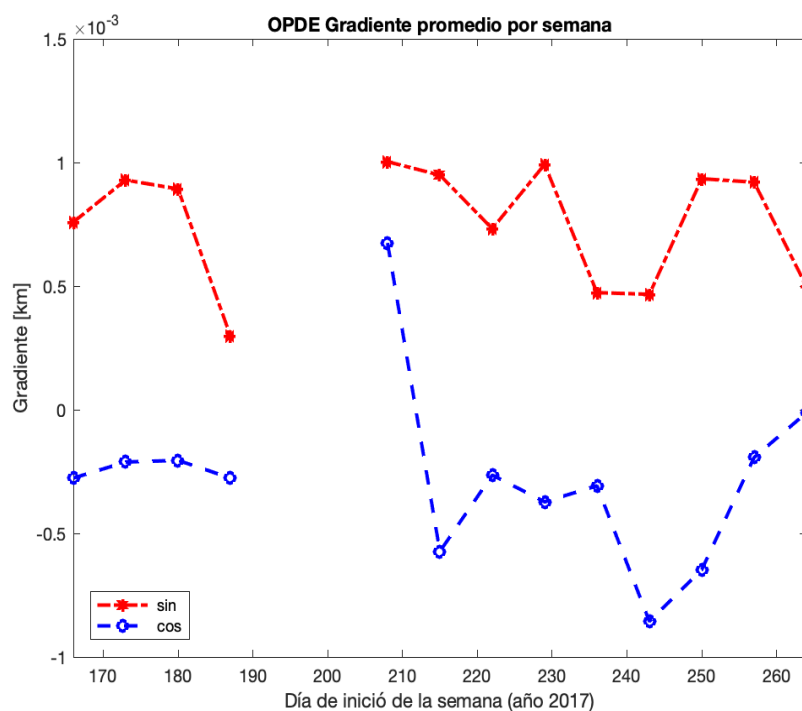


Figura 4.22: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación OPDE entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

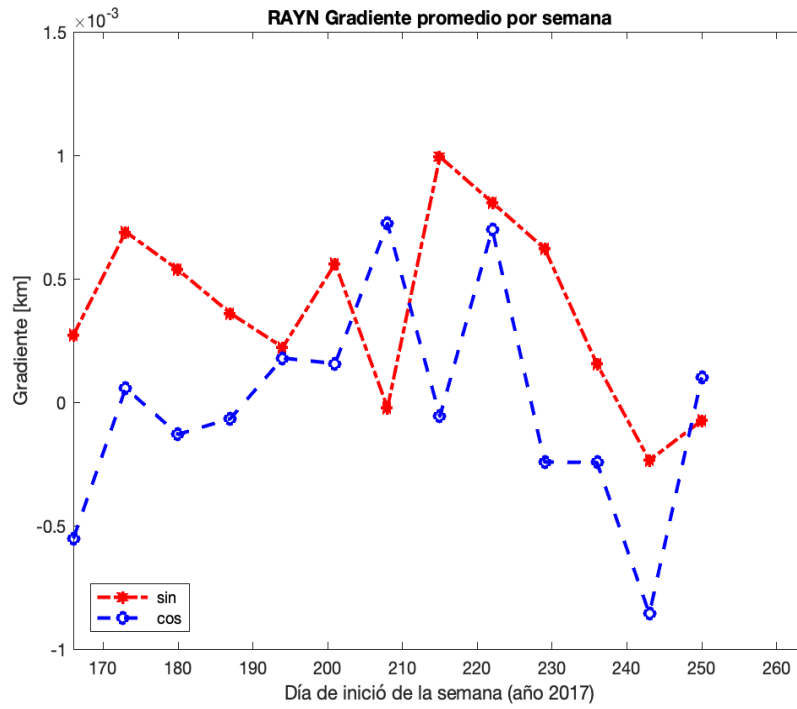


Figura 4.23: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación RAYN entre los días 166 (15 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

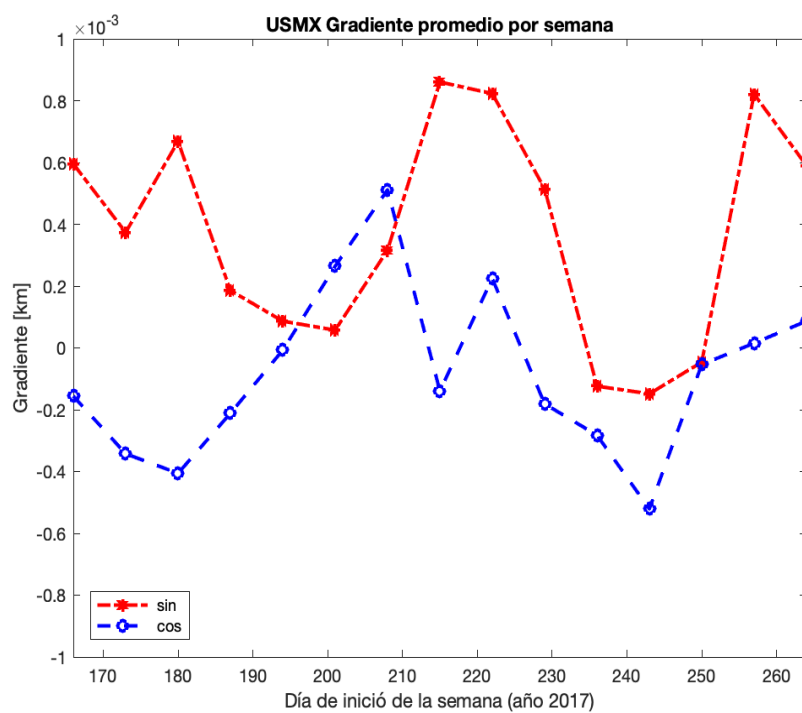


Figura 4.24: Cálculo del promedio por semana del gradiente horizontal para estación USMX entre los días 166 (13 de junio) y 273 (30 de septiembre) del año 2017. Línea roja corresponde a componente este-oeste (seno) y la azul a la componente norte-sur (coseno).

Lo que se muestra en las Figuras 4.22, 4.23 y 4.24 es, que la componente seno del gradiente para las tres estaciones siempre es de mayor concentración de vapor de agua en la dirección este de las estaciones. Respecto a la componente coseno, en la estación OPDE siempre es sur, aunque entre los días 28 de julio y 8 de agosto es norte. En la estación RAYN la tendencia del gradiente es noreste, aunque en los meses de junio y agosto las tendencias son sureste. En la estación USMX la componente seno siempre es en la dirección este, mientras que la componente coseno se alterna entre sur y norte entre meses.

Estos tres resultados muestran que, en la parte este de las estaciones se encuentra la mayor concentración de vapor de agua, y que es consistente entre las áreas geográficas que coinciden entre las tres estaciones. Ya que, mientras en OPDE el vapor de agua está al sureste, en RAYN se presenta hacia el noreste, mientras en RAYN se observa en el sureste. En la estación USMX se encuentra al noreste, aunque con una mayor variabilidad en la duración de esta distribución de vapor de agua. El hecho de que las estaciones se encuentren en la vertiente occidental de la SMO, podría explicar porque una mayor concentración de vapor de agua se presenta al este de las estaciones, lo que es consistente con lo observado en las previamente.

Las gráficas de los gradientes de vapor de agua presentadas en esta sección muestran que la técnica GPS es capaz de detectar adecuadamente concentraciones de PW, por lo que es posible observar algunas tendencias estacionales en las diferentes estaciones GPS, que en algunos casos se relacionan con la topografía de la zona como en las estaciones OPDE y RAYN. En las estaciones GPS más cercanas a la SMO, la técnica del gradiente fue capaz de visualizar los valores más altos del gradiente justo en las zonas más cercanas a la SMO, mientras que para el caso de la estación TNCU se detectó una influencia débil del relieve en el valor del gradiente, aunque también se intuye una circulación más regional.

4.4.1. Casos de estudio

Al observar que los resultados del gradiente troposférico horizontal ZTD identifican congruentemente la dirección de mayores y menores concentraciones de vapor de agua. Queda la tarea de corroborar que los valores observados tengan una realidad física, y de esta forma validar los ciclos diurnos y estacionales vistos en las secciones previas. Es por esto que se seleccionaron 3 casos de estudio, todos con el promedio de 4 píxeles (16 km x 16 km) de la imagen satelital de CTT GOES centrada de acuerdo a las estaciones analizadas.

La frecuencia de los datos CTT es cada 15 minutos, lo que es una resolución adecuada para medir eventos convectivos. La imagen debe

coincidir con los tiempos en el que el gradiente fue calculado. Se incluyen 3 secciones, tomadas de una animación de las imágenes de GOES realizada previamente, que representa el comportamiento del evento convectivo (cuando comienza la tormenta, cuando es muy profunda y cuando disminuye o se traslada).

- Caso 1: estación RAYN, 15 de agosto de 2017. El promedio es encima de la estación RAYN.
- Caso 2: estación YESX, 3 de julio de 2017. El promedio de píxeles tiene como punto central el este de la estación YESX y el oeste de la estación TNCU (Figura 4.33).
- Caso 3: estación YESX vs TNCU, 3 de julio de 2017. El promedio de píxeles es el mismo que en el caso 2, pero el análisis es con respecto a las estaciones YESX y TNCU.

1º Caso: 3 de julio de 2017 YESX

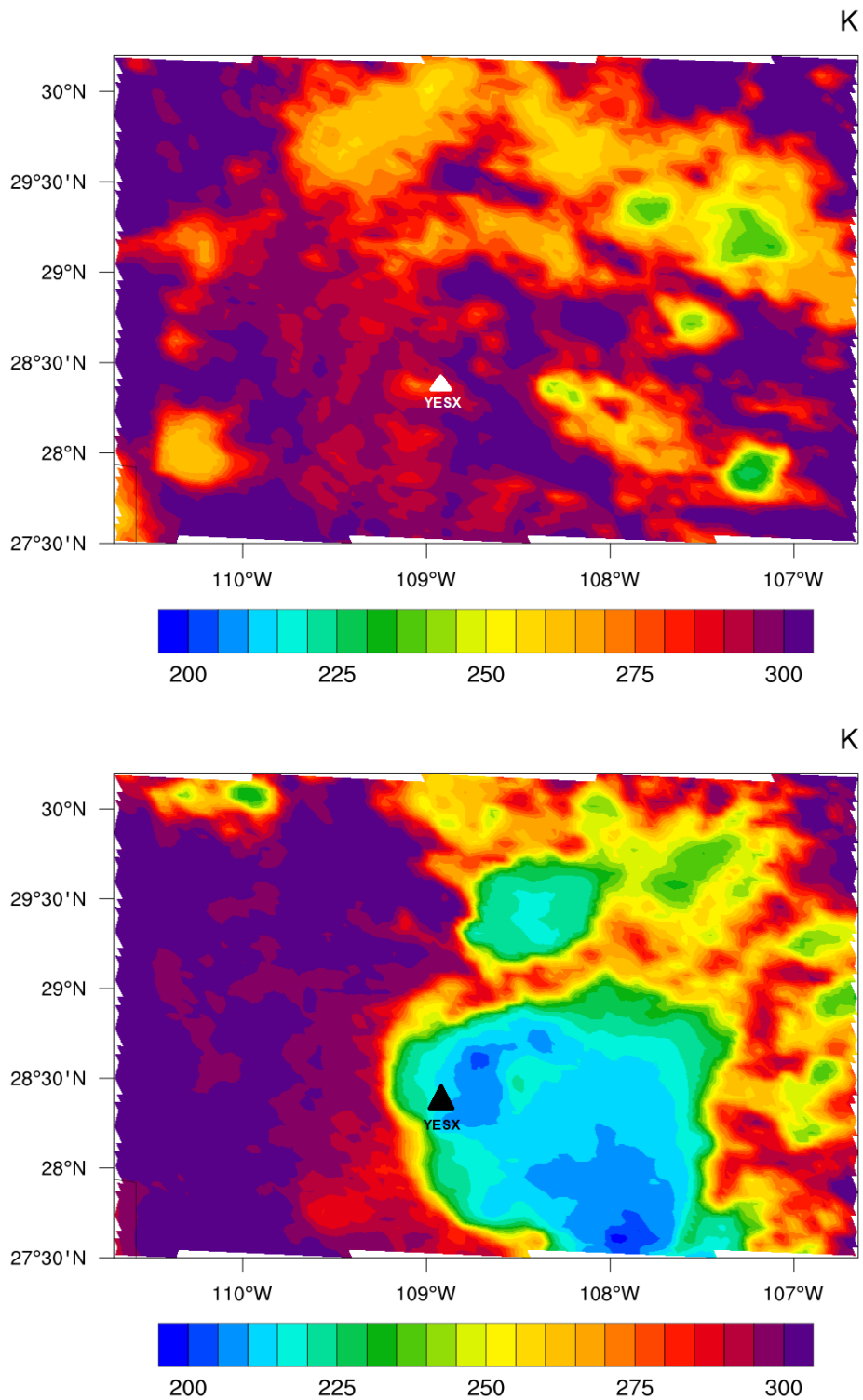


Figura 4.25: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 3 de julio de 2017 a las 19:15 hrs (arriba) y a las 22:15 hrs (abajo) correspondientes a cortes en la imagen 4.27 (línea negra y roja, respectivamente).

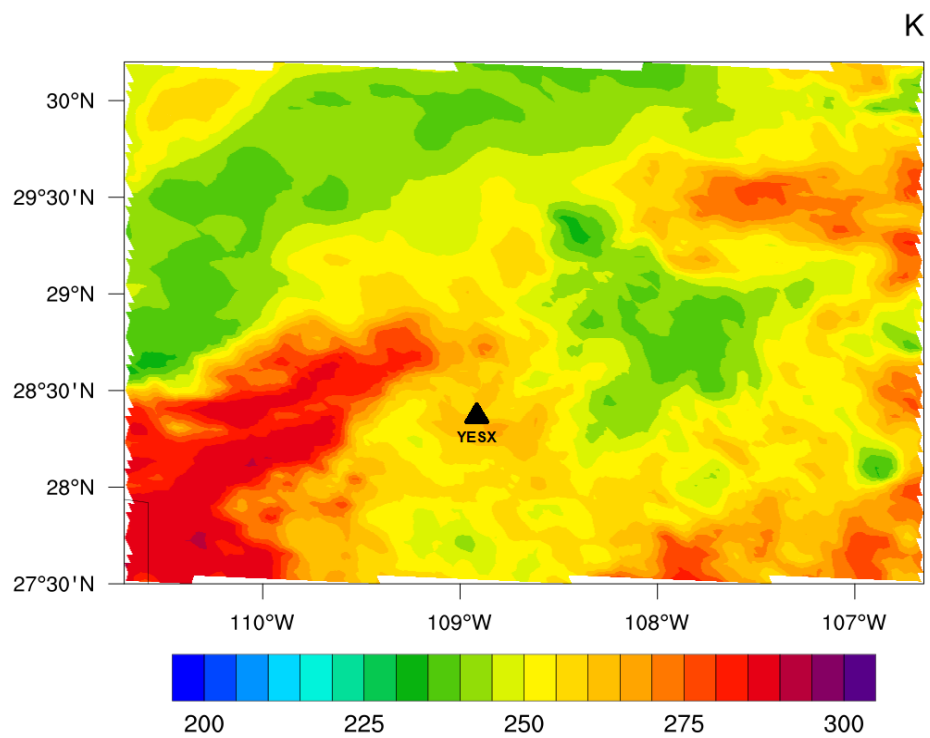


Figura 4.26: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 4 de julio de 2017 a las 9:30 hrs correspondiente a corte en la imagen 4.27 (línea azul).

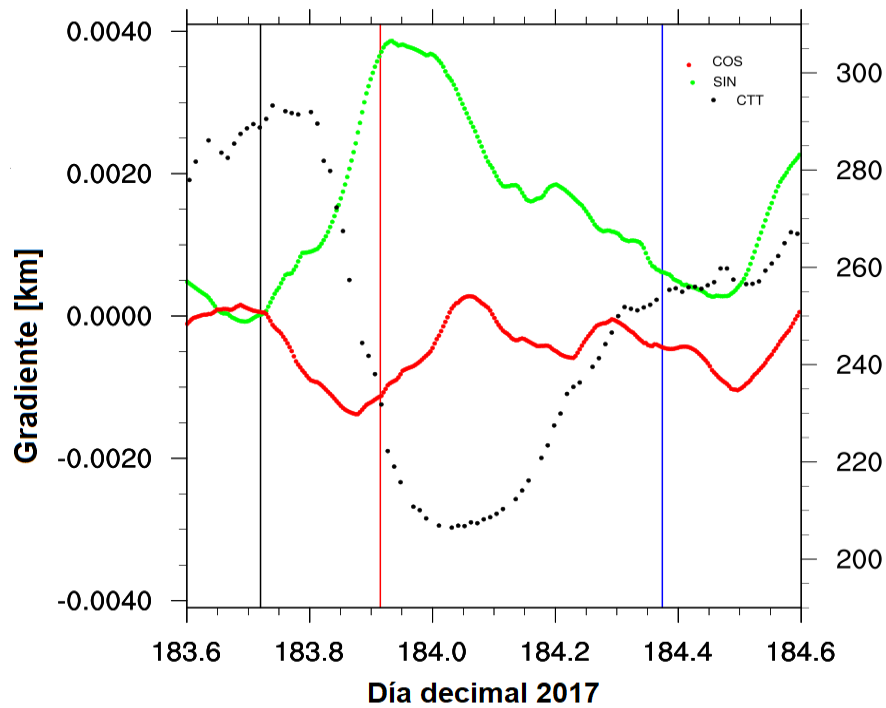


Figura 4.27: Cálculo de las componentes seno y coseno del gradiente para el 3 de julio de 2017 en la estación YESX. Curva de color rojo corresponde a los valores de la componente coseno, la línea verde a componente seno y la punteada negra a valores de CTT. La línea negra representa el día 183.7, la línea roja 183.9 y la azul 184.3 (Figuras 4.25 y 4.26).

Considerando la escala de observación del GPS mencionada en la sección del ángulo de eliminación, en la Figura 4.27 se observa una tendencia general de la concentración de vapor de agua hacia el este de la estación, aunque en el primer corte el gradiente es homogéneo (línea negra), que coincide con la sección en las Figuras 4.25 y 4.26, en donde la CTT es también uniforme. En el segundo corte de la imagen (línea roja) se observa el valor más alto del gradiente con dirección sureste, que coincide también con la Figura 4.25, y en donde el valor de CTT es más bajo, lo que indica convección profunda presente en la zona.

En el tercer corte, Figura 4.26, la mayor cantidad de humedad en la imagen satelital se desplaza al noroeste, reflejándose en la Figura 4.27 con un incremento de la CTT y valores cercanos a cero en el gradiente horizontal. Con estas dos imágenes, se observa que el transporte de humedad contenido en la tormenta convectiva va del este al oeste, y al pasar la tormenta ya no hay actividad convectiva lo que se refleja en la última sección (línea azul).

2º Caso: 16 de agosto de 2017 RAYN

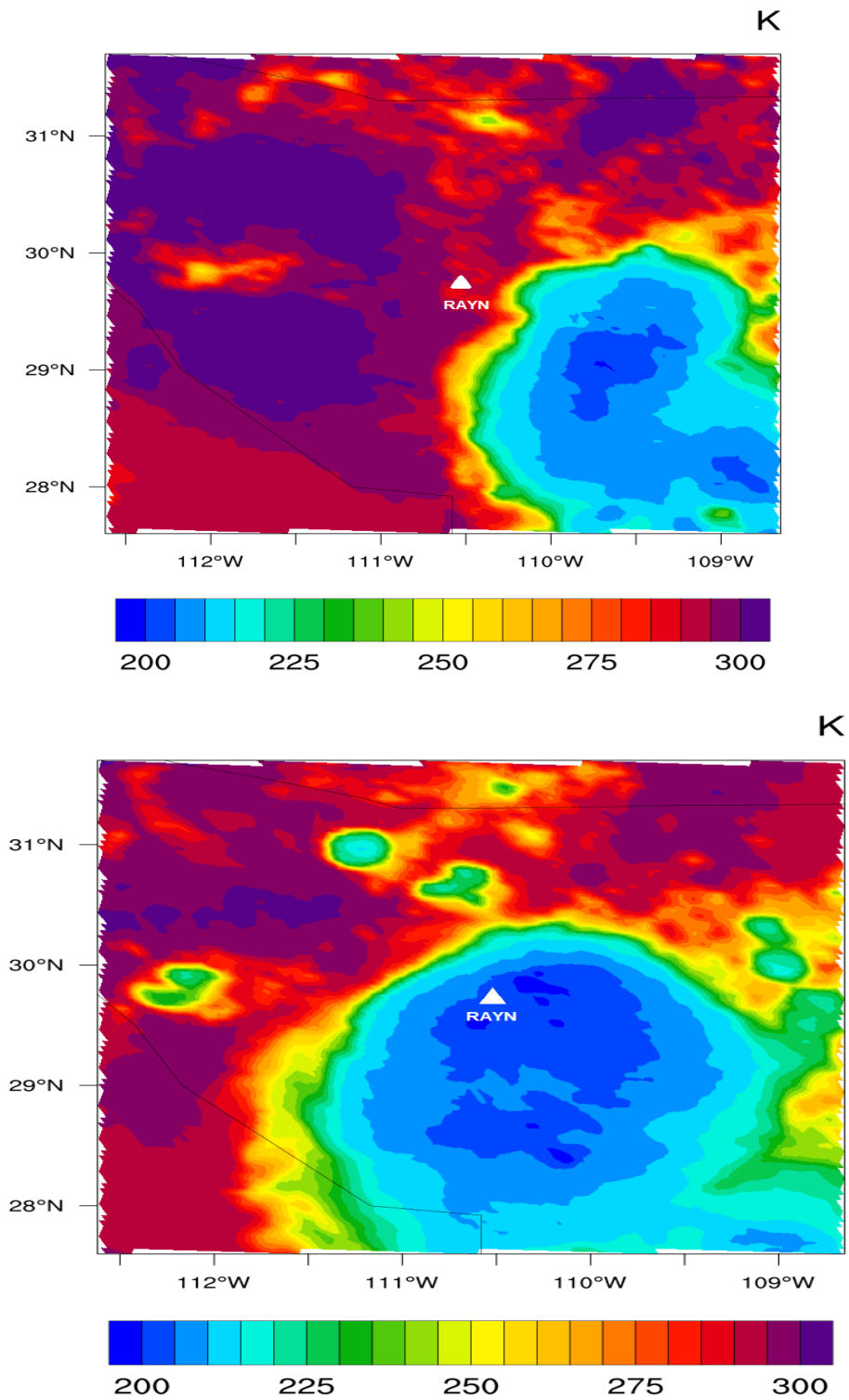


Figura 4.28: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 15 de agosto de 2017 a las 11:00 hrs (arriba) y del 16 de agosto a las 01:00 hrs (abajo) en la imagen 4.30 (línea negra y roja, respectivamente).

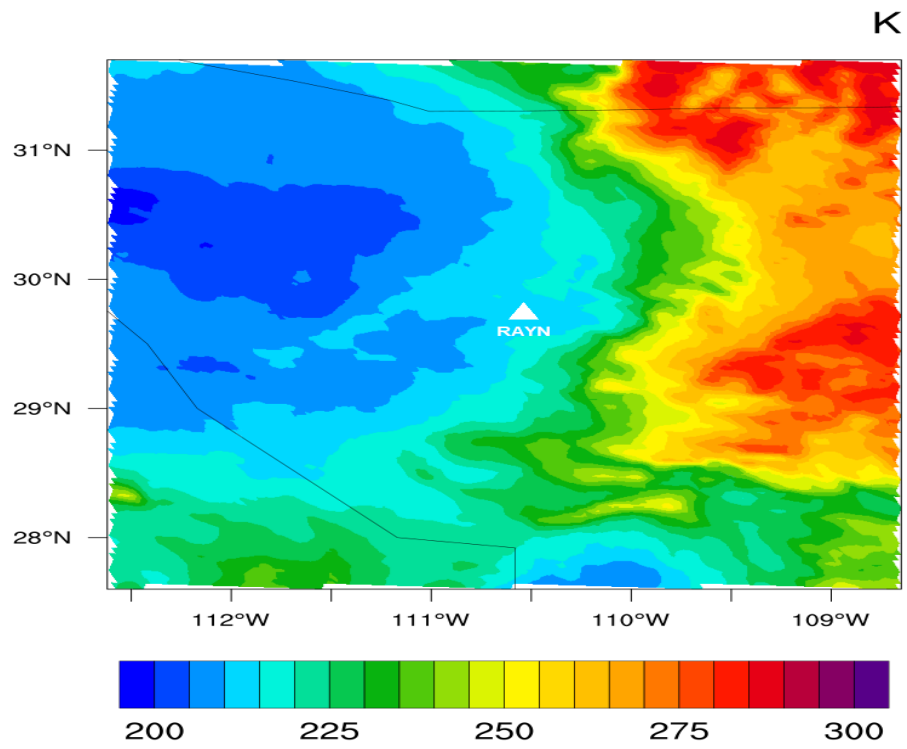


Figura 4.29: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 16 de agosto 2017 a las 05:45 hrs correspondiente a corte en la imagen 4.30 (línea azul).

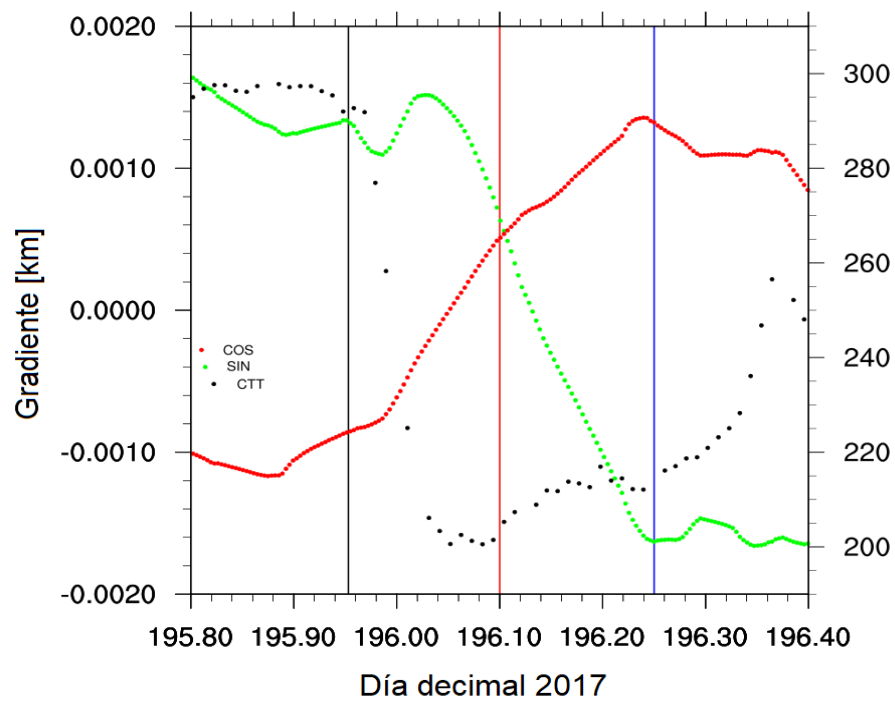


Figura 4.30: Cálculo de componentes seno y coseno del gradiente para el 16 de agosto de 2017 en la estación RAYN. La curva de color rojo corresponde a los valores de la componente coseno, la línea verde a la componente seno y la línea punteada negra a los valores de la CTT. La línea negra representa el día 195.95, la línea roja 196.10 y la azul 196.25. (Figuras 4.28 y 4.29).

En la Figura 4.30 se observa una evolución temporal de la concentración de vapor de agua en la dirección sureste de la estación hacia la dirección noroeste, lo cual se observa también en las imágenes GOES IR (Figuras 4.28 y 4.29). En el primer corte (línea negra) se observa el comienzo de la tormenta en la variable, al caer abruptamente el valor de la CTT, además de coincidir con el valor en la dirección este del gradiente. En la segunda sección (línea roja) (16 de agosto de 2017 a las 01 hrs.) se observa homogeneidad en los valores del gradiente, junto con valores muy bajos de CTT lo que tiene congruencia en la imagen GOES al presentarse la tormenta convectiva (día 196.1 en Figura 4.30 y día 16 de agosto a las 01:00 hrs en Figura 4.28) sobre la estación GPS cubriendo una gran extensión horizontal (Figura 4.28).

En el tercer corte (línea azul), la mayor cantidad de humedad en la imagen satelital se desplaza al noroeste, reflejándose en la Figura 4.29 en un incremento moderado del CTT y valores del gradiente que indican mayor concentración de vapor de agua en dirección oeste. Con esto, se observa claramente en las Figuras 4.28 y 4.30 que el transporte de humedad contenido en la tormenta convectiva va en dirección sureste a noroeste relativa a la estación.

3° Caso: 3 de julio de 2017 TNCU-YESX

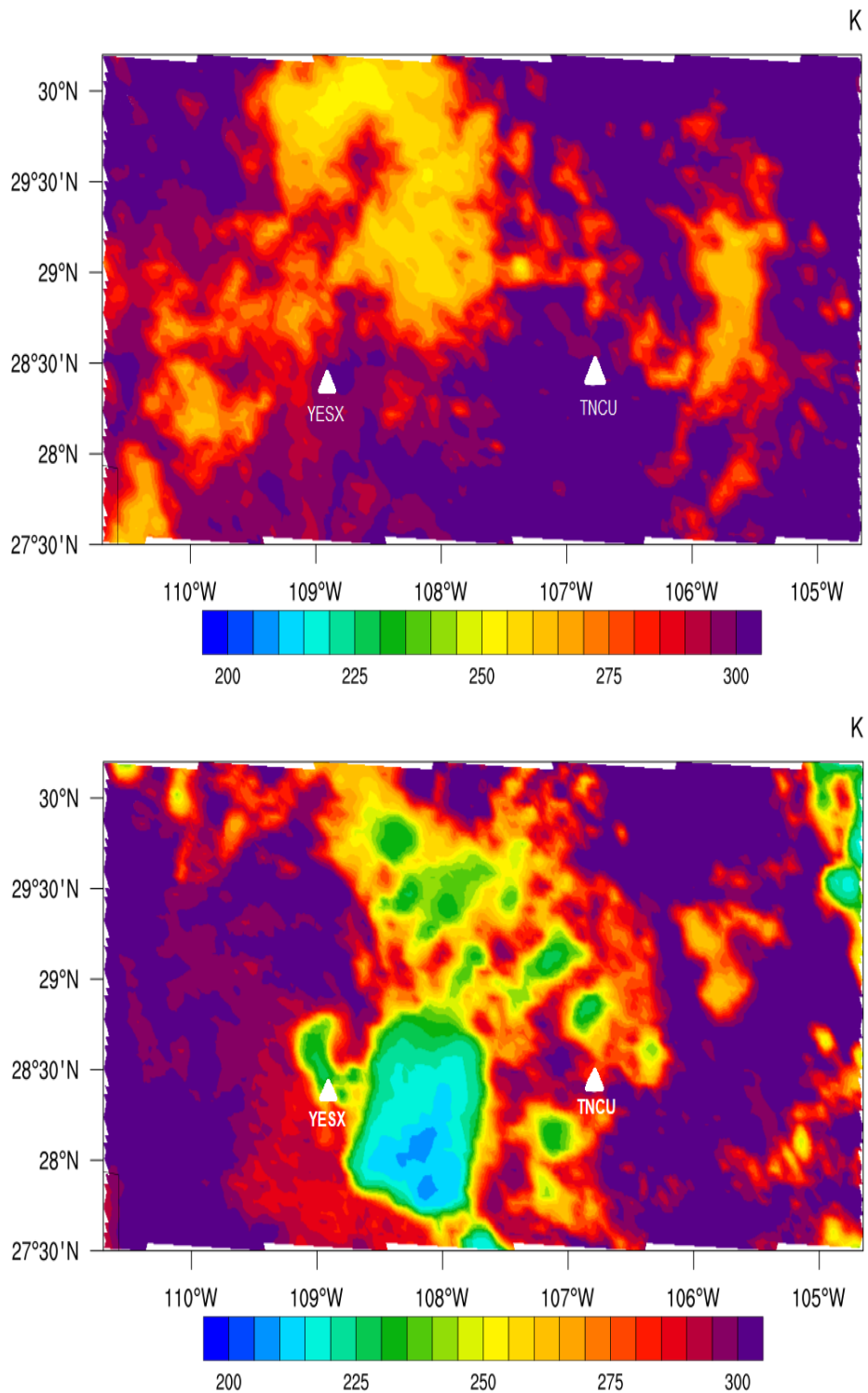


Figura 4.31: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 3 de julio de 2017 a las 17:30 hrs (arriba) y a las 21:15 hrs (abajo) en la imagen 4.33 (línea negra y roja, respectivamente).

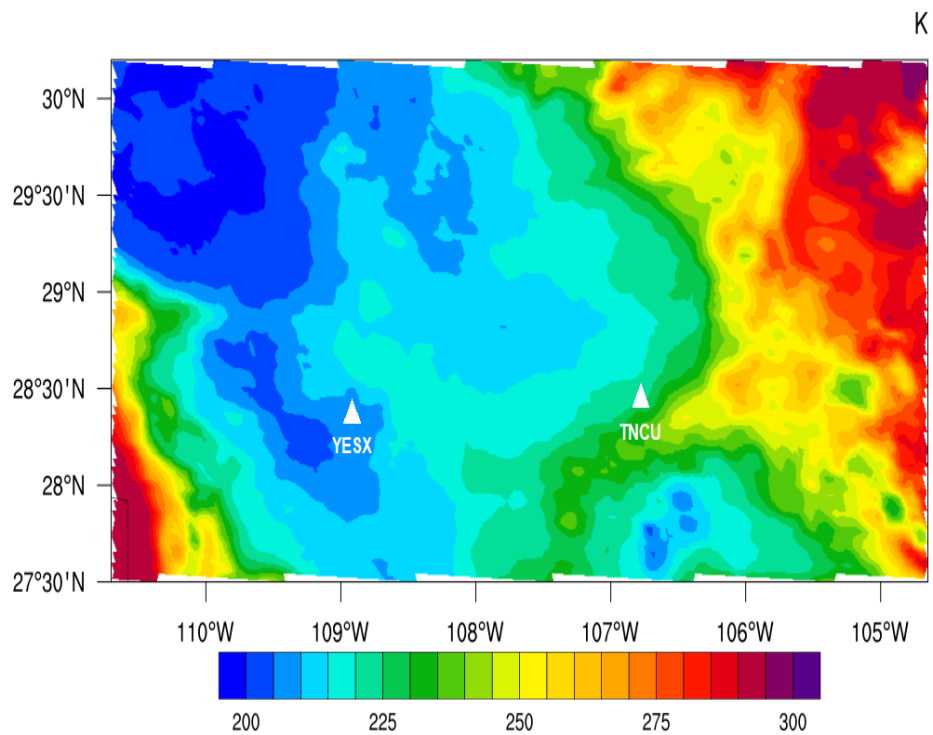


Figura 4.32: Captura de imagen de la temperatura de tope de nube en GOES IR (grados Kelvin) del 4 de julio de 2017 a las 03:30 hrs correspondiente a cortes en la imagen 4.33 (línea azul).

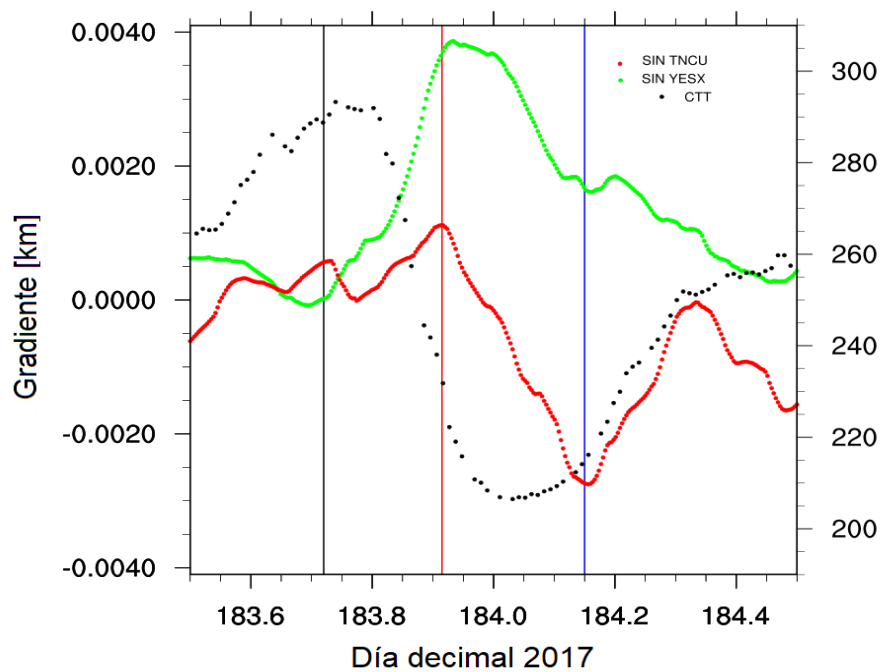


Figura 4.33: Cálculo de las componentes seno (curva roja) para estación TNCU y seno (curva verde) en estación YESX del gradiente para el día 3 de julio de 2017 en las estaciones YESX y TNCU. Línea punteada negra indica valores de la CTT. La línea negra representa el día 183.75, la línea roja 183.92 y la azul 184.15 (Figuras 4.31 y 4.32).

En la Figura 4.33 se observa una evolución temporal de la concentración de vapor de agua desde la estación TNCU hacia el este de la estación YESX, lo que también se observa en las imágenes GOES IR (Figuras 4.31 y 4.32). En el primer corte (línea negra) se observa homogeneidad tanto en el valor de la variable CTT, como en los valores del gradiente. En la segunda sección (línea roja) se observa una caída abrupta del CTT que coincide con un desplazamiento de la concentración de vapor de agua hacia el este de la estación YESX, visto también en la Figura 4.32.

En el tercer corte (línea azul), la mayor cantidad de humedad en la imagen satelital se desplaza al noroeste de YESX y se extiende hasta la estación TNCU, lo que se ve reflejado en los valores del gradiente para ambas estaciones (ver Figura 4.33). Con esto, se observa claramente el desplazamiento y extensión de humedad contenida en nubes entre dos estaciones, al coincidir los valores de CTT y de la componente seno del gradiente, lo que muestra el desarrollo de nubes localmente y, por consiguiente la concentración de humedad.

En los tres casos analizados en esta sección, se muestra claramente que los valores del gradiente obtenidos con GPS detectan adecuadamente desplazamientos de concentraciones de vapor de agua durante eventos de convección profunda. Incluso, con el uso de dos estaciones es posible detectar también el desplazamiento de conjuntos de nubes de una forma bastante detallada. Con esto, se tiene evidencia de que el gradiente representa una realidad física.

Capítulo 5

Conclusiones

Este trabajo se analizó la sensibilidad que tienen las estimaciones de PW obtenidos mediante el uso de la técnica GPS ante la variación de tres parámetros: *i*) la efemérides de órbitas satelitales, *ii*) la función de mapeo de la atmósfera y *iii*) el ángulo de corte de observación satelital, así como la aplicación meteorológica del gradiente horizontal de ZTD. Todo esto, con el objetivo de entender la influencia que tiene la complejidad de la topografía, así como el comportamiento aislado de la convección en el noroeste de México (Chihuahua y Sonora) en el cálculo de PW. Además, actualmente se tiene una gran cantidad de infraestructura GPS-Met, aunque aún existe una gran falta de mediciones de PW de alta frecuencia (5 minutos) a largo plazo (~ 10 años o más) en la región. También, buscamos justificar si es posible realizar procesamiento de datos de PW en tiempo real, y por consiguiente de asimilación de datos GPS en tiempo real. Para finalmente determinar si el ángulo de eliminación permite aumentar la representatividad vertical, y entonces ser comparables con valores PW de sondeos. Tomamos ejemplos para comparar con la literatura ya existente (Capítulos 3, 4 y 5).

En el análisis de órbitas rápidas vs finales para las estaciones GPS-Met: BASC, KINO, MZTN, y USMX desde el día 160 hasta el 240 de los años 2013 y 2017, respectivamente, se observan errores entre 0.197 mm a 0.314 mm, mientras que para el análisis de órbita ultra rápida vs final se obtuvieron errores entre 0.202 mm a 0.385 mm (menos del 6% de PW). Estos valores, al ser muy pequeños, permiten concluir que la influencia del tipo de órbita utilizada en el cálculo de PW es muy baja en ambos casos, y por consiguiente el procesar en tiempo real datos GPS para obtención de ZTD y PW es factible con una ventana de tiempo de 5 minutos. En el estudio de la influencia del uso de diferentes funciones de mapeo (modelos de la atmósfera), las diferencias entre los valores de PW obtenidos es muy similar, aunque se logra percibir que si la estación GPS se encuentra a mayor altitud, la tendencia en los valores de error es de disminuir ligeramente. Con esto, es posible decir que la función VMF1 o Niell es en pequeña medida dependiente de la altura a la que se encuentra la estación GPS,

aunque esto puede estar relacionado a que ve muestrea un mayor espesor de la atmósfera a menor altitud o a bien puede deberse a otras condiciones locales. En cuanto al análisis del ángulo de eliminación, al comparar los resultados a varios ángulos con mediciones de sondeos, se observa que las mejores aproximaciones son a 20° , ya que con este valor se evita tener un cono de visión tan estrecho que ocasione que la precisión y representatividad vertical disminuya, al observar una menor cantidad de satélites que, de ser menor a 5, la cantidad de información satelital se vuelve marginal y por consiguiente tener una pobre representación de la distribución del vapor de agua en la atmósfera. De esta manera, se tiene una mayor influencia de la altura de la estación GPS y el ZTD, además de eliminar errores comunes causados por trabajar con ángulos muy bajos (multitrayectorias y refracciones).

La finalidad de obtener como aplicación el gradiente horizontal de ZTD, fue la de determinar la distribución y desplazamiento del vapor de agua en la atmósfera. Y como método de comparación con una realidad física de este valor, seleccionamos 3 casos de estudio. De los resultados, se observa que efectivamente la técnica de GPS-Met detecta adecuadamente concentraciones de vapor de agua y logra resolver el ciclo diurno asociado a cada región local de estudio que, a su vez, se relaciona con la topografía de la zona. En el ciclo estacional, también se detectan tendencias regionales en la concentración de vapor de agua con el paso de las semanas, casi en todas las estaciones GPS, aunque en algunas con comportamientos muy locales (TNCU). En la validación llevada cabo, los valores de convección fueron posibles de asociar a valores del gradiente a desplazamientos de vapor de agua contenido en eventos convectivos observados en las imágenes GOES IR. Se concluye que es posible utilizar el gradiente horizontal de ZTD para inferir desplazamientos de concentraciones de vapor de agua en la atmósfera.

En conclusión, para el caso del ángulo de corte se desearía tener una mayor disponibilidad de satélites, para así utilizar ángulos de eliminación más estrechos y con esto mejorar la representatividad vertical. Esto, en trabajos futuros podría realizarse ya que, la infraestructura GPS continua en desarrollo con la adición de nuevos sistemas como GLONASS (Rusia), Galileo (Europa), BEIDOU (China), QZSS (Japón), entre otros, lo que implica una mayor disponibilidad de satélites, y por consiguiente una minimización de los errores causados por una baja disponibilidad de satélites. En el caso del gradiente, se espera que a futuro ayude a entender el transporte y advección del vapor de agua a gran escala en la región del monzón de Norteamérica utilizando la infraestructura ya existente como TLALOCNet.

Referencias

- Adams, D. K. and Comrie, A. C. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78:2197–2213, 1997.
- Adams, D. K. and Souza, E. P. CAPE and convective events in the southwest during the North American Monsoon. *Monthly Weather Review*, 137(1):83–98, 2009.
- Adams, D. K., Fernandes, R., Kursinski, E. R., Maia, J. M., Sapucci, L. F., Machado, L. A., Vitorello, I., Monico, J. F. G., Holub, K. L., Gutman, S. I., et al. A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon. *Atmospheric Science Letters*, 12(2):207–212, 2011.
- Adams, D. K., Gutman, S. I., Holub, K. L., and Pereira, D. S. GNSS observations of deep convective time scales in the Amazon. *Geophysical Research Letters*, 40(11):2818–2823, 2013.
- Adams, D. K., Fernandes, R. M., Holub, K. L., Gutman, S. I., Barbosa, H. M., Machado, L. A., Calheiros, A. J., Bennett, R. A., Kursinski, E. R., Sapucci, L. F., et al. The Amazon Dense GNSS Meteorological Network: a new approach for examining water vapor and deep convection interactions in the tropics. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12):2151–2165, 2015.
- Adams, D. K., Barbosa, H. M., and Gaitán De Los Ríos, K. P. A Spatiotemporal Water Vapor–Deep Convection Correlation Metric Derived from the Amazon Dense GNSS Meteorological Network. *Monthly Weather Review*, 145(1):279–288, 2017.
- Adams, D. K., Vivoni, E. R., Lintner, B. R., Minjarez Sosa, C., Serra, Y. L., Granados, A., Vázquez Galvez, A., Rodriguez, J. C., Verduzco, V., Pérez Ruiz, E. R., Barffuson, F., Grutter, M., Haase, J. S., Liang, H., Cabral Cano, E., Gochis, D. J., Yépez, E., Robles Morua, A., Bezanilla, A., Del Rio Salas, R., Quintanar, A. I., Ochoa Moya, C., and Salazar-Tlaczani, L. The North American Monsoon GPS Hydrometeorological Network 2017. American Meteorological Society 98th Annual Meeting, 2018.
- Adang, T. C. and R., G. Structure and dynamics of the Arizona Monsoon boundary. *Monthly Weather Review*, 117:1423–1438, 1985.

- Albert, P., Bennartz, R., Preusker, R., Leinweber, R., and Fischer, J. Remote sensing of atmospheric water vapor using the moderate resolution imaging spectroradiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(3):309–314, 2005.
- Bar-Sever, Y. E., Kroger, P. M., and Borjesson, J. A. Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3): 5019–5035, 1998.
- Bengtsson, L., Robinson, G., Anthes, R., Aonashi, K., Dodson, A., Elgered, G., Gendt, G., Gurney, R., Jietai, M., Mitchell, C., et al. The use of GPS measurements for water vapor determination. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9):1249–1258, 2003.
- Beutler, G., Rothacher, M., Schaer, S., Springer, T., Kouba, J., and Neilan, R. The International GPS Service (IGS): an interdisciplinary service in support of earth sciences. *Advances in Space Research*, 23(4):631–653, 1999.
- Bevis, M., Businger, S., Herring, T. A., Rocken, C., Anthes, R. A., and Ware, R. H. GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D14):15787–15801, 1992.
- Bevis, M., Businger, S., Chiswell, S., Herring, T. A., Anthes, R. A., Rocken, C., and Ware, R. H. GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water. *Journal of applied meteorology*, 33(3):379–386, 1994.
- Bieda III, S. W., Castro, C. L., Mulle, S. L., Comrie, A. C., and Pytlak, E. The Relationship of Transient Upper-Level Troughs to Variability of the North American Monsoon System. *Journal of Climate*, 22(15):4213–4227, 2009.
- Birkenheuer, D. and Gutman, S. A comparison of GOES moisture-derived product and GPS-IPW data during IHOP-2002. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(11):1838–1845, 2005.
- Boehm, J., Niell, A., and Schuh, H. *The Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data*, volume 33. 2006.
- Boehm, J. and Schuh, H. Vienna mapping functions in VLBI analyses. *Geophysical Research Letter*, 31, 2004.
- Boehm, J., Mendes Cerveira, J., Schuh, H., and Paul, T. The impact of mapping functions for the neutral atmosphere based on numerical weather models in GPS data analysis. *IAG Symposium Series*, Springer-Verlag, 130, 2007.

- Bosilovich, M. G., Sud, C. Y. C., Schubert, S. D., and Walker, G. K. Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16):GCP 9 01–GCP 914, 1992.
- Braun, J., Rocken, C., and Liljegren, J. Comparisons of Line-of-Sight Water Vapor Observations Using the Global Positioning System and a Pointing Microwave Radiometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(5):606–612, may 2003. doi: 10.1175/1520-0426(2003)20<606:colosw>2.0.co;2.
- Brenot, H., Walpersdorf, A., Reverdy, M., van Baelen, J., Ducrocq, V., Champollion, C., Masson, F., Doerflinger, E., Collard, P., and Giroux, P. A GPS network for tropospheric tomography in the framework of the Mediterranean hydrometeorological observatory Cévennes-Vivarais (southeastern France). *Atmospheric Measurement Techniques*, pages 553—578, 2014.
- Bryson, R. and Lowry, W. P. Synoptic climatology of the Arizona summer monsoon. *Dept. of Meteorology, University of Wisconsin*, page 29, 1955a.
- Bryson, R. and Lowry, W. P. Synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, (36): 329–339, 1955b.
- Cano, E. C., Pérez-Campos, X., Azúa, B. M., M. A. Sergeevaa, L. S.-T., DeMets, C., Adams, D., Galetzka, J., Feaux, K., Serra, Y. L., Mattioli, G. S., and Miller, M. TLALOCNet: A Continuous GPS-Met Backbone in Mexico for Seismotectonic, and Atmospheric Research. *Seismological Research Letters*, 89(2):373–381, 2018. doi: <https://doi.org/10.1785/0220170190>.
- Carleton, A. M. Synoptic-Dynamic Character of ‘bursts’ and ‘break’ in the South-West U.S. Summer Precipitation Singularity. *Journal of Climatology*, 6:605–623, 1986.
- Castro, C. L., Chang, H.-I., Adams, D. K., Luong, T. M., Lahmers, T., and Ochoa-Moya, C. The more extreme nature of North American Monsoon precipitation in the Southwestern United States. JWRRC Brown Bag, 2018.
- Chai, T. and Draxler, R. R. Root Mean Square Error (RMSE) or Mean Absolute Error (MAE) - Arguments against avoiding RMSE) in the literature. Manuscript prepared for Geosci.Model Dev. Discuss with version 4.1 of the LATEX class `copernicus_discussions.cls`, 2014.
- Desai, S., Kuang, D., and Willy, B. GIPSY/OASIS (GIPSY) Overview and Under the Hood. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 2014.

- Dominguez, F., Miguez-Macho, G., and Hu, H. WRF with Water Vapor Tracers: A Study of Moisture Sources for the North American Monsoon. *Journal of Hydrometeorology*, 17:1915–1927, 2016.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., and Reyes, S. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6:1665–1677, 1993.
- Douša, J. The impact of errors in predicted GPS orbits on zenith troposphere delay estimation. *GPS Solutions*, 14(3):229, June 2010. ISSN 1521-1886. doi: 10.1007/s10291-009-0138-z. URL <http://dx.doi.org/10.1007/s10291-009-0138-z>.
- Duan, J., Bevis, M., Fang, P., Bock, Y., Chiswell, S., Businger, S., Rocken, C., Solheim, F., van Hove, T., Rodolph, W., McClusky, S., Herring, T. A., and King, R. W. GPS Meteorology: Direct Estimation of the Absolute Value of Precipitable Water. *Journal of Applied Meteorology*, 35:830–838, 1996.
- Fang, P., Bevis, M., Bock, Y., Gutman, S., and Wolfe, D. GPS meteorology: Reducing systematic errors in geodetic estimates for zenith delay. *Geophysical Research Letters*, 25(19), 1998.
- Foster, J., Bevis, M., and Raymond, W. Precipitable water and the log-normal distribution. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D15), 2006.
- Geng, T., Zhang, P., Wang, W., and Xie, X. Comparison of Ultra-Rapid Orbit Prediction Strategies for GPS, GLONASS, Galileo and BeiDou. *Sensors*, 18(477), 2018.
- Gutman, S. I. and Benjamin, S. G. The role of ground-based GPS meteorological observations in numerical weather prediction. *GPS solutions*, 4(4):16–24, 2001.
- Gutman, S. I., Sahm, S. R., Benjamin, S. G., Schwartz, B. E., Holub, K. L., Stewart, J. Q., and Smith, T. L. Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at the NOAA Forecast Systems Laboratory: Impact on weather forecasts. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 82(1B):351–360, 2004.
- Hu, H. and Dominguez, F. Evaluation of Oceanic and Terrestrial Sources of Moisture for the North American Monsoon Using Numerical Models and Precipitation Stable Isotopes. *Journal of Hydrometeorology*, 16: 19–35, 2015.
- Igondová, M. and Cibulka, D. Precipitable Water Vapour and Zenith Total Delay time series and models over Slovakia and vicinity. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 40(4):299–312, 2010.
- Iwabuchi, T., Miyazaki, S., Heki, K., Naito, I., and Hatanaka, Y. An impact of estimating tropospheric delay gradients on tropospheric delay estimations in the summer using the Japanese nationwide GPS array. *Journal of Geophysical Research*, 2003.

- Iwasaki, H., Nii, T., Sato, T., Kimura, F., Nakagawa, K., Kaihotsu, I., and Koike, T. Diurnal variation of convective activity and precipitable water around Ulaanbaator, Mongolia, and the impact of soil moisture on convective activity during nighttime. *Monthly Weather Review*, 136(4):1401–1415, 2008.
- Jana, S., Rajagopalan, B., Alexander, M. A., and Ray, A. J. Understanding the dominant sources and track moisture for summer rainfall in the southwest United States. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 123(10):4850–4870, 2018.
- Kaplan, E. D. and Hegarty, C. J. *Understanding GPS. Principles and Applications*. Artech House, 2006. ISBN 1-58053-894-0. URL <https://books.google.com.mx/books?id=-sXPu0W7ggC&printsec=frontcover#v=onepage&q&f=false>.
- Krishnamurti, T. Tropical east–west circulations during the northern summer. 28:1342–1347, 1971.
- Kursinski, E. R., Hajj, G., Leroy, S., and Herma, B. The Radio Occultation Technique. pages 53–114, 2000.
- Li, X., Zus, F., Cuixian, L., Ning, T., Dick, G., Ge, M., Wickert, J., and Harald, S. Retrieving high-resolution tropospheric gradients from multiconstellation GNSS observations. 42:4173–4181, 2015.
- MacMillan, D. Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations. *Geophysical Research Letters*, 22(9):1041–1044, 1995.
- Misra, P. and Enge, P. *Global Positioning System. Signals, Measurements, and Performance*. Ganga Jamuna Press, 2006. ISBN 0-9709544-1-7. URL https://books.google.com.mx/books?redir_esc=y&id=pv5MAQAIAAJ&focus=searchwithinvolume&q=GPS.
- Moker., J. M., Castro, L. C., Arellano, A. F., Serra L., Y., and Adams, D. K. Convective-Permitting Hindcast Simulations during the North American Monsoon GPS Transect Experiment 2013: Establishing Baseline Model Performance without Data Assimilation. *American Meteorological Society*, 22(9):1041–1044, 2018.
- Moran, J. M. and Morgan, M. D. *Meteorology: the Atmosphere and the Science of Weather*. 1991.
- Niell, A. Global mapping functions for the atmospheric delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research*, 57:1683–1710, 1996.
- Ning, T. and Elgered, G. Trends in the Atmospheric Water Vapor Content from Ground-Based GPS: The Impact of the Elevation Cutoff Angle. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 5(3):744–751, 2012.

- Ohtani, R. Detection of water vapor variations driven by thermally-induced local circulations using the Japanese Continuous GPS Array. *Geophysical research letters*, 28(1):151–154, 2001.
- Pascale, S., Bordoni, S., Kapnick, S. B., Vecchi, G. A., Jia, L., Delworth, T. L., Underwood, S., and Anderson, W. The Impact of Horizontal Resolution on North American Monsoon Gulf of California Moisture Surges in a Suite of Coupled Global Climate Models. *American Meteorology Society*, 29:7911–7936, 2016.
- Pascale, S., Boos, W. R., Bordoni, S., Delworth, T. L., Kapnick, S. B., Murakami, H., Vecchi, G. A., and Zhang, W. Weakening of the North American Monsoon with global warming. *Nature Climate Change*, 2017.
- Ralph, F. M. and Galarneau, T. J. The Chiricahua and the Role of Easterly Water Vapor Transport in Southwestern Arizona Monsoon Precipitation. *American Meteorology Society*, 18:2511–2520, 2017.
- Serra, Y. L., Adams, D. K., Minjarez-Sosa, C., Moker, J. M., Arellano, A. F., Castro, C. L., Quintanar, A. I., Alatorre, L., Granados, A., Vazquez, G. E., et al. The North American Monsoon GPS Transect Experiment 2013. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(11):2103–2115, 2016.
- Sherwood, S., Roca, R., Weckwerth, T., and Andronova, N. Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics*, 48(2), 2010.
- Shi, J., Xu, C., Guo, J., and Gao, Y. Real-Time Precise Positioning-Based Water Vapor Estimation for Rainfall Monitoring and forecasting. *IEEE Transactions on geoscience and Remote Sensing*, 2014.
- Tang, W., Liao, M., Zhang, L., and Yu, W. High-spatial-resolution mapping of precipitable water vapor using SAR interferograms, GPS observations and ERA-Interim reanalysis. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9:4487–4501, 2016.
- Tsui, J. B.-Y. *Fundamentals of global positioning system receivers: a software approach*, volume 173. John Wiley & Sons, 2005.
- Van Baelen, J., Reverdy, M., Tridon, F., Labbouz, L., Dick, G., Bender, M., and Hagen, M. On the relationship between water vapour field evolution and the life cycle of precipitation systems. *QJ Roy. Meteor. Soc.*, pages 204–223, 2011.
- Wang, J., Dai, A., and Mears, C. Global water vapor trend from 1988 to 2011 and its diurnal asymmetry based on GPS, radiosonde, and microwave satellite measurements. *Journal of Climate*, 29(14):5205–5222, 2016.

-
- Zumberge, J. F., Heftin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., and Webb, F. H. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research*, 102(B3):5005–5017, 1997.
- Zus, F., Dick, G., Dousa, J., and Wickert, J. Systematic errors of mapping functions which are based on the VMF1 concept. *Springer*, 2014.

Apéndice A

Código para el cálculo de agua precipitable

En esta sección se anexa el código utilizado para el cálculo de agua precipitable (PW) a partir del retraso total troposférico (ZTD) en Fortran 90, desarrollado por David K. Adams. Se utiliza la metodología propuesta por [Bevis et al. \(1992\)](#), descrita en el Capítulo 4 de este trabajo.

```
1      PROGRAM pvv_calculation_single_station ! Feb 23, 2014
2
3      !      Program to calculate pvv from total tropospheric
4      !      delay using Holub's routine.
5      !
6      !      The input file are all_ztd_files_w_missing.dat
7      !      and STATION_final_met_data.dat
8
9      !      Use if statement to determine which station will be used in pvv
10     !      calculation
11
12     !      The root directory will be /home/user/Folder_Name/
13
14     !      --Declare Variables
15
16     CHARACTER*16  :: FILENAME1
17     CHARACTER*13  :: FILENAME
18
19     CHARACTER*4   :: DIRECTORY
20     CHARACTER*35  :: ROOT_DIRECTORY
21     CHARACTER*63  :: FILE_LIST
22     CHARACTER*66  :: OUTPUT_FILE
23
24     CHARACTER*67  :: READ_FILE
25     CHARACTER*4   :: STATION
26
27     REAL :: DIFF
28     REAL :: ERROR
29     REAL :: DAY_R
30     REAL :: DECIMAL_DAY_TRO
31     REAL :: PRESSURE, TEMP, RH, PRECIP, WINDSPD, WINDDIR
32     REAL :: MISSING
33
34     INTEGER :: YR
35     INTEGER :: YEAR
36     INTEGER :: MON
37     INTEGER :: DAY
```

```

38     INTEGER :: HR
39     INTEGER :: MINUTES
40
41 !       Variables read in from T00 and
42     REAL :: ZTD    !Total delay
43
44 !       Calculated variables
45     REAL :: PRZT
46     REAL :: TMEAN
47     REAL :: IPI
48     REAL :: IPW
49     REAL :: F
50     REAL :: ZHD
51     REAL :: ZWD
52     DOUBLE PRECISION :: PRESS_OFFSET, PRESS_ANTENNA
53
54 !       Constants and Coefficients
55     REAL :: PI
56     REAL :: LAT_DEG
57     REAL :: LAT_RAD
58     REAL :: ELEV
59     REAL :: DELTA_Z
60     REAL :: RV
61     REAL :: K3
62     REAL :: K2
63     REAL :: COSOF_LATRAD
64     REAL :: GRAVITY
65
66     GRAVITY = 9.81
67
68     STATION="NAME"
69
70 ! — Open input output files
71
72 ! INPUT File 9  contains meteorological data for the stations being
73 ! evaluated.  This file is complete so it does not need to be rewound.
74 ! For now this file will be opened directly from its local directory.
75
76 ! INPUT File 10 contains the TRO3 files
77     OPEN(9,FILE="/home/user/FOLDER_NAME/STATION_GPS_DATA/
78     STATION_final_met_data.dat")
79     OPEN(10,FILE="/home/user/FOLDER_NAME/STATION_GPS_DATA/
80     ZTD_Solutions/all_30_hour_ztd_files_w_missing.dat")
81     OPEN(12,FILE="/home/user/FOLDER_NAME/STATION_GPS_DATA
82     /STATION_30_hour_GIPSY_PWV_met_data.dat")
83
84     MISSING = -999.99
85     PI = 3.141592654
86
87 !       Select station parameters
88
89     LAT_DEG = 28.4079
90     DELTA_Z = -0.0 !pressure sensor above antenna
91     ELEV = 2035.226
92
93     LAT_RAD = LAT_DEG*PI/180.000
94
95 ! Skip header from met file

```

```

96     READ(9,*)
97
98 !   Get year, decimal day,tropo delay and error
99
100 2   READ(10, '(I4,2X,F9.4,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2(2X,F7.2))',
101     END=102)YEAR,DAY_R, MON, &
102     DAY, HR, MINUTES,ZTD,ERROR
103
104
105     ZTD= ZTD/1000.0   !Rui's value for tropospheric delay is divided
106                     !by 1000.0 (will now be in meters)
107
108 3   READ(9, '(I4,2X,F9.4,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,I2,7(F7.1))')YEAR,DAY_R,
109     & MON, DAY, HR, MINUTES, PRESSURE, TEMP, RH, WINDSPD,
110     WINDDIR, PRECIP, HAIL
111
112
113     IF (PRESSURE.LT.0)THEN
114         PRESSURE= MISSING
115     ENDIF
116     IF (TEMP.LT.0)THEN
117         TEMP= MISSING
118     ENDIF
119     IF (RH.LT.0)THEN
120         RH= MISSING
121     ENDIF
122     IF (PRECIP.LT.0)THEN
123         PRECIP= MISSING
124     ENDIF
125     IF (HAIL.LT.0)THEN
126         HAIL= MISSING
127     ENDIF
128     IF (WINDSPD.LT.0)THEN
129         WINDSPD= MISSING
130     ENDIF
131     IF (WINDDIR.LT.0)THEN
132         WINDDIR= MISSING
133     ENDIF
134
135
136     IF (ZTD.LT.1.70)THEN
137         GO TO 99
138     ENDIF
139 !
140 !   Calculate PRESS_OFFSET using hypsometric eq and surface temperature
141 !   in general PRESS_OFFSET should be negative (antenna is above
142 !   pressure sensor)
143
144     IF (PRESSURE.GT.0)THEN
145         PRESS_ANTENNA = (PRESSURE*100.0)*exp((-DELTA_Z*GRAVITY)/
146         (287.04*(TEMP+273.15)))
147         PRESS_OFFSET = (PRESS_ANTENNA -(PRESSURE*100.0))/100.0
148 !       IF (PRESS_OFFSET.GT.0)THEN
149 !           WRITE(*,*)"PRESSURE OFFSET GREATER THAN ZERO"
150 !           WRITE(*,*)"STATION AND TIME", STATION,YEAR,DAY_R,    &
151 !               MON, DAY, HR_N, J
152 !       ENDIF
153     ENDIF

```



```

154
155         PRZTD = PRESSURE + PRESS_OFFSET
156
157 !   Read in temperature data from high frequency data file (1 minute ave)
158 IF (TEMP.LT.5)THEN
159     WRITE(*,*) "Temperature Error "
160     WRITE(*, '(I4,2X,F9.4,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,I2,7(F7.1))')
161     YEAR, DAY_R, & MON, DAY, HR, MINUTES, PRESSURE,
162     TEMP, RH, WINDSPD, WINDDIR, PRECIP, HAIL
163     GO TO 99
164 ENDIF
165
166
167
168         TMEAN = 70.2 + (0.72 * (TEMP + 273.15))
169
170 !   Skip if pressure is missing and write out missing data
171 IF (PRESSURE.LT.0.0)THEN
172     GO TO 99
173 ENDIF
174
175 !
176 !   Calculate PI-1 (inverse pi) = f(Tmean, constants)
177 !   Specific Gas Constant for Water Vapor ( units )
178 !   RV = 461.50
179 !   Coefficient of Refractivity at Microwave Frequencies ( units )
180 !   K3 = 373900.0
181 !   Coefficient of Refractivity at Microwave Frequencies ( units )
182 !   K2 = 22.1
183
184         IPI = 0.00001 * RV * ((K3 / TMEAN) + K2)
185 !
186 !   Calculate ZHD = f(Psfc, latitude in radians, elevation (m) )
187 !   COSOF_LATRAD = COS(2*LAT_RAD)
188
189         F = 1 - (0.00266*COSOF_LATRAD) - (0.00028*(ELEV/1000))
190         ZHD = (2.2768*PRZTD/F) / 1000
191 !
192 !   #changed from 2.2779 due to Askne/Nordius paper
193 !   Calculate ZWD = ZTD - ZHD (in cm)
194         ZWD = (ZTD - ZHD)
195
196         IPW = (ZWD/IPI)*100.0
197         write(*,*)IPW
198
199         WRITE(12, '(I4,2X,F9.5,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,8(2X,F9.2))')
200         YEAR, DAY_R, MON, DAY, HR, MINUTES, &
201         PRESSURE, TEMP, RH, PRECIP, WINDSPD, WINDDIR, IPW, ZTD
202
203         GO TO 2
204
205 99     CONTINUE
206
207         WRITE(12, '(I4,2X,F9.5,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,I2,2X,8(2X,F9.2))')
208         YEAR, DAY_R, MON, DAY, HR, MINUTES, &
209         PRESSURE, TEMP, RH, PRECIP, WINDSPD, WINDDIR, MISSING, MISSING
210         GO TO 2
211

```

```
212 102    CONTINUE
213        CLOSE(9)
214        CLOSE(10)
215        CLOSE(12)
216
217
218 1001    CONTINUE
219        END PROGRAM
```