Facultad de Ciencias
**Astronómicas
y Geofísicas**
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

**DETERMINACIÓN PRECISA Y NUEVAS APLICACIONES DEL
CONTENIDO TROPOSFÉRICO CENTAL A PARTIR DE
OBSERVACIONES GNSS CON TOMION**

Trabajo de tesis elaborado por la Geof.
Victoria Graffigna
bajo la Dirección del Dr. **Mauricio Gende**
y la Codirección del Dr. **Manuel Hernández-Pajares**

Trabajo de tesis presentado para optar por el grado de
DOCTOR EN GEOFÍSICA

LA PLATA, ARGENTINA

DICIEMBRE 2021

**DETERMINACIÓN PRECISA Y NUEVAS APLICACIONES DEL
CONTENIDO TROPOSFÉRICO CENTAL A PARTIR DE
OBSERVACIONES GNSS CON TOMION**

Victoria Graffigna

Firma y aclaración

Directores

MANUEL HERNÁNDEZ - PATARES

M. G. ENDE

Director/a de tesis

Firma y aclaración

Codirector/a de tesis

Firma y aclaración

Miembros del jurado: (Nombre y Apellido de los tres miembros titulares)

Dr. Juan Francisco Moirano

Dra. María Paula Natali

GARCIA
FERNANDEZ
MIQUEL -
46739880Q

Dr. Miquel García-Fernández

Digitally signed by
GARCIA FERNANDEZ
MIQUEL -
46739880Q
Date: 2022.02.23
13:58:25 +01'00'

Presidente del Jurado¹

¹Se debe incluirla firma del Presidente del Jurado quien deberá avalar que dicho ejemplar es la versión final de la Tesis defendida, incluyendo las modificaciones menores sugeridas por el Jurado en los casos que corresponda. De forma opcional pueden estar incluidas las firmas de los miembros restantes del jurado.

Resumen

El retardo troposférico cenital (ZTD, por sus siglas en inglés -*Zenith Tropospheric Delay*-) es una de las variables que puede estimarse con GPS de mayor importancia a escala global por su estrecha relación con los parámetros atmosféricos que se involucran en el desarrollo del clima y del tiempo. Su correcta estimación depende de muchos factores tales como, la metodología utilizada y el modelo aplicado a las observaciones. En esta tesis abordamos la determinación de los parámetros de segundo orden dentro del término que modela al ZTD y su implementación en el programa TOMION v2. Las actualizaciones hechas con éxito comprenden desde la inclusión de nuevas incógnitas, la calibración de procesos estocásticos hasta el modelado del reloj del receptor GPS.

El procesamiento de datos fue posible gracias a redes de estaciones de operación continua, lo cual ha mejorado drásticamente la habilidad de sensar la atmósfera de manera remota, sobre todo bajo el efecto de sistemas sinópticos, como por ejemplo un huracán. En este caso, hemos estudiado el huracán Harvey, que causó destrozos en Texas, EEUU, durante agosto de 2017. La aplicación sobre esta tormenta da resultados novedosos en relación a la orientación y la distribución de gradientes troposféricos de gran intensidad durante la evolución y desvanecimiento. También analizamos en detalle hasta donde los gradientes troposféricos estimados representan variables atmosféricas, haciendo una extensiva comparativa con datos recolectados de ERA5, un repositorio de los más usados en el ámbito atmosférico. Finalmente, utilizamos la actualización al programa para estudiar la evolución de una Sudestada en el Río de La Plata en febrero de 2017 y su impacto sobre la coordenada vertical, el error del reloj del receptor y el ZTD. Concluimos que cuando queremos estimar cambios de corto período, es necesario que la estación cuente con un reloj atómico ligado al receptor GPS.

En general, podemos decir que las actualizaciones en el marco de esta tesis al programa TOMION v2, fueron fructíferas para el estudio de eventos climáticos extremos, donde la determinación de los parámetros es aún más sensible al modelado. TOMION v2 puede ser utilizado para el modelado troposférico de alta precisión y bajo situaciones climáticas extremas.

Índice general

Resumen	iii
1. Introducción	1
1.1. Tropósfera	1
1.1.1. Presión atmosférica	3
1.1.2. Balance Atmosférico	4
1.1.2.1. Perfil vertical de absorción	5
1.1.3. Los gases secos	5
1.1.4. Vapor de agua	7
1.1.5. Índice de refracción troposférico	9
1.2. Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS)	10
1.2.1. Segmentos de los GNSS	11
1.2.1.1. Segmento Espacial	11
1.2.1.2. Segmento de Control	11
1.2.1.3. Segmento del Usuario	11
1.2.2. Principio de funcionamiento	12
1.2.3. La estructura de la señal	13
1.2.4. Propagación de las ondas	14
1.2.4.1. Geometría de las ondas	14
1.2.4.1.1. Reflexión:	14
1.2.4.1.2. Refracción:	14
1.2.4.2. Las portadoras	15
1.2.5. Modulaciones	15
1.2.5.1. La señal GPS	15
1.2.6. Observaciones	16
1.2.6.1. Pseudodistancias en código	17
1.2.6.2. Pseudodistancias en fase	17
1.2.7. Fuentes de error	19
1.2.7.1. Error inducido por la mala determinación de la órbita	19
1.2.7.2. Error inducido por el reloj del satélite	19
1.2.7.3. Errores inducidos por la atmósfera	20
1.2.7.4. Errores inducidos por el efecto de multicamino	20
	iv

2. Metodología	22
2.1. Programa TOMION	22
2.1.1. Descripción general	22
2.1.1.1. Modelando los observables	23
2.1.1.2. Prefit	26
2.1.1.3. Filtro	29
2.1.1.3.1. Filtro de Kalman	29
2.1.1.4. Estrategias de Procesamiento	31
2.1.1.4.1. Posicionamiento absoluto	32
2.1.1.4.2. Posicionamiento relativo	34
2.1.1.5. Combinaciones de observables	37
2.1.1.6. Resolución de Ambigüedades	38
2.1.1.7. Detección de saltos de ciclo	39
2.1.2. Modelado Troposférico	40
2.1.2.1. Retardo Hidrostático Cenital	43
2.1.2.2. Retardo Húmedo Cenital	43
2.1.2.3. Funciones de Mapeo Troposféricas	44
2.1.2.3.1. Funciones de Mapeo de Niell	45
2.1.2.3.2. Funciones de Mapeo de Viena	46
2.1.2.3.2.1. VMF1-sitio	48
2.1.2.3.2.2. VMF1 Grillada	49
2.1.3. Funciones de mapeo troposféricas en TOMION v2	50
2.2. Nuevas actualizaciones de TOMION v2	53
2.2.1. Modelado de los gradientes troposféricos	53
2.2.2. Modelado de la componente vertical	56
2.2.3. Modelado del reloj	59
3. Aplicaciones y Resultados	63
3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey	63
3.1.1. El huracán Harvey	63
3.1.2. Selección de zona de estudio	64
3.1.3. Validación de la metodología	65
3.1.4. Validación con productos UNR	72
3.1.5. Validación intra-software de los gradientes horizontales	73
3.1.6. Resultados preliminares: Retardo Troposférico Cenital	74
3.1.7. Resultados preliminares: Gradientes troposféricos horizontales	76
3.1.8. Densificación de la zona de estudio	83
3.1.8.1. Nuevas estrategias de procesamiento y calibración de procesos estocásticos	84
3.1.8.2. Datos y metodología	89
3.1.8.2.1. Datos ERA5	89

3.1.8.2.2.	Datos TRMM	90
3.1.8.2.3.	Datos GPS	90
3.1.8.2.3.1.	Filtrado de datos GPS	92
3.1.8.3.	Resultados	93
3.1.8.3.1.	ZWD y TRMM	93
3.1.8.3.2.	Períodos encontrados en los gradientes y en el ZTD	96
3.1.8.3.3.	Correlación con las variables de ERA5	97
3.1.9.	Conclusiones	99
3.2.	Estudio de la vertical en una Sudestada	105
3.2.1.	Introducción	105
3.2.2.	Propuesta de investigación	106
3.2.3.	Datos y estrategias de procesamiento	107
3.2.4.	Resultados	109
3.2.4.1.	Coordenada vertical	110
3.2.4.2.	Reloj y ZTD	110
3.2.5.	Conclusiones	113
4.	Conclusiones generales	115
	Bibliografía	117

Índice de figuras

1.1. Perfil vertical de temperatura en la Atmósfera	3
1.2. Perfil vertical de presión en la Atmósfera	4
1.3. Espectro de irradiación solar de la atmósfera	5
1.4. Principio de posicionamiento basado en satélites.	12
1.5. Polarización de las Ondas EM	13
1.6. Modulación de las Ondas EM para los GNSS	15
2.1. Concepto de procesamiento en TOMION v2.	24
2.2. Mediciones contenidas en las pseudo-distancias.	24
2.3. Linealización de la distancia entre satélite y receptor.	27
2.4. Principio de filtro de Kalman.	30
2.5. Concepto básico del posicionamiento relativo.	34
2.6. Trayectoria del rayo S y trayectoria en el vacío S'	42
2.7. Funciones de mapeo en TOMION v2.	51
2.8. Interpolación Bilineal para los coeficientes de las funciones de mapeo que se implementa en TOMION v2.	52
2.9. Esquema del retardo troposférico asimétrico.	55
2.10. Marco de referencia local.	57
2.11. Coordenadas locales.	58
2.12. Implementación del modelado de la coordenada vertical en TOMION v2.	60
2.13. Correlaciones entre la vertical, el retardo troposférico cenital y el reloj.	62
3.1. Trayectoria del huracán Harvey.	64
3.2. Red de estaciones GPS seleccionada para el estudio y campo de presión en el momento en el que el huracán tocó tierra.	65
3.3. Repetibilidad de las coordenadas horizontales cuando los gradientes tropos- féricos son estimados y cuando no lo son para el período de verano y lo análogo para el período de invierno.	68
3.4. Repetibilidad de la coordenada vertical cuando los gradientes troposféricos son estimados y cuando no lo son para el período de verano y lo análogo para el período de invierno.	69

3.5. Media del sesgo entre los gradientes este y norte para los diferentes procesamiento PPP.	71
3.6. Comparativa de gradientes este y norte de TOMION v2 y UNR para <i>sam2</i>	73
3.7. Correlación entre la magnitud de los gradientes horizontales de TOMION v2 en modo relativo y en modo absoluto en la configuración cinemática semi libre.	74
3.8. Serie temporal de ZTD para los once sitios utilizados para el experimento según su posición respecto a la costa.	75
3.9. ZTD, <i>detrended</i> ZTD y gradientes horizontales para la estación <i>sam2</i>	76
3.10. Gradiente horizontal en función del tiempo y ázimut para <i>sam2</i>	77
3.11. Gradiente horizontal en función del tiempo y ázimut para <i>txha</i>	78
3.12. Gradientes <i>anómalos</i> durante el huracán Harvey.	81
3.13. Serie temporal de G_N para <i>zfw1</i> para diferentes combinaciones de ruidos de procesos para los random walk de ZWD y G_N a 15 minutos de resolución.	85
3.14. Serie temporal de G_N para <i>zfw1</i> para diferentes combinaciones de ruidos de procesos para los random walk de ZWD y G_N a 30 segundos de resolución.	86
3.15. Serie temporal de G_N para <i>zfw1</i> para dependencia plana y exponencial de la elevación.	88
3.16. Serie temporal de G_N para <i>zfw1</i> para diferentes σ_{pre0} para el código P_3	88
3.17. Mapas de precipitación de la misión multisatelital TRMM.	91
3.18. Red de estaciones GPS que se usaron para este estudio.	92
3.19. Comparativa de gradientes este y norte de TOMION v2 y UNR para <i>sam2</i>	93
3.20. Serie temporal para <i>sam2</i> calculada con TOMION v2, suavizada y para la referencia UNR.	94
3.21. ZWD y precipitación TRMM para la estación <i>sam2</i>	95
3.22. Mapa de ZWD y de precipitación TRMM.	95
3.23. Periodos presentes en el ZTD.	96
3.24. Periodos presentes en los gradientes.	97
3.25. Campos de gradientes troposféricos y de gradientes de vapor de agua.	101
3.26. Campos de gradientes troposféricos y de viento.	102
3.27. Campos de gradientes troposféricos y de gradientes de presión.	103
3.28. Correlaciones entre los gradientes de presión, los vientos este y norte y los gradientes del vapor de agua con los gradientes este y norte troposféricos mayores a 2 mm.	104
3.29. Mapa de mareógrafos usados para calcular la distribución de la altura del agua de la sudestada.	108
3.30. Evolución temporal del potencial en MTV1 y altura del agua causada por la tormenta.	109
3.31. Módulo de Young y razón de Poisson derivados del modelo CRUST 1.0-A.	110
3.32. Variación en la coordenada vertical según las dos estrategias implementadas para el reloj y la dada por el modelo CRUST 1.0 A.	111

3.33. Diferencias (δ) en Δt y ZTD cuando la coordenada fija está fija menos cuando se modela el parámetro elástico, usando las estrategias ajustada y ruido blanco.	111
3.34. ZTD cuando se modela el parámetro elástico, usando las estrategias ajustada para el reloj.	112

Índice de tablas

1.1. Composición de la atmósfera seca	6
1.2. Frecuencias de las portadoras del sistema GPS.	16
1.3. Magnitudes típicas de errores en las pseudodistancias	19
1.4. Fuentes y magnitud típica de las distintas contribuciones a una observación de código GNSS.	20
2.1. Posicionamiento Relativo vs. Posicionamiento Puntual Preciso: ventajas y desventajas.	37
2.2. Constantes para la fórmula de la refractividad.	44
2.3. Parámetros para el cálculo del coeficiente c de la función de mapeo hidrostática VMF1.	48
2.4. Parámetros de entrada para funciones de mapeo hidrostática y húmeda NMF y VMF (versión rápida y rigurosa) y VMF1.	49
3.1. Coordenadas elipsoidales de los sitios elegidos.	66
3.2. Especificaciones de cada procesamiento llevado a cabo.	67
3.3. Estadísticas para los diferentes modos de procesamientos para el período del huracán y para el período en el invierno.	70
3.4. Media para el período con tormenta y sin, su máximo y el cambio relativo durante la tormenta para el ZTD.	77
3.5. Gradientes <i>anómalos</i> durante el huracán Harvey.	80
3.6. Estrategias de procesamiento en el estudio de la sudestada.	112

Capítulo 1

Introducción

1.1. Tropósfera

La división de la atmósfera puede plantearse según diversos criterios, aunque aquellos más comúnmente utilizados son la distribución de los componentes y de la temperatura con la altura. En geodesia lo más frecuente es dividirla según el impacto que tenga sobre la propagación de las ondas electromagnéticas, especialmente las de longitud de onda en la banda de radio, donde se ubican las emitidas por los satélites de interés de esta tesis.

El descenso de la temperatura del aire con la altura se debe principalmente al hecho de que el sol calienta la superficie de la Tierra y ésta irradia ondas electromagnéticas en la sección infrarroja del espectro, calentando más el aire que está justo por encima de ella que el aire que se encuentra más lejos de la superficie. La región más próxima a la superficie terrestre es la *tropósfera* llegando hasta los 11 km de altura en promedio, siendo para altas latitudes cerca de 8 km, mientras que en latitudes bajas puede llegar hasta los 16 km. En esta capa la temperatura desciende con la altura hasta los -56 °C con un gradiente de temperatura constante. La zona donde la temperatura se mantiene constante con la altura recibe el nombre de tropopausa. El límite de esta última marca el comienzo de la *estratósfera*, la segunda capa más próxima a la superficie terrestre, que puede llegar hasta los 48 km de altura. En esta región, la temperatura aumenta progresivamente con la altura hasta unos pocos grados bajo cero, produciéndose una inversión térmica. Este segundo nivel es el que contiene la mayor parte de la capa de ozono (a los 22 km se encuentra la concentración máxima), que retiene las radiaciones ultravioletas del Sol, la razón por la cual el aire se encuentra más caliente.

La estratopausa, que se halla cerca de los 50 km de altura, separa la estratósfera de la *mesósfera*, que llega hasta los 80 km y donde la temperatura vuelve a descender hasta los -100 °C, en parte debido al bajo contenido de ozono en el aire. El límite de la mesósfera está marcado por la mesopausa y la capa que va desde los 80 a los 600 km de altura es la *termósfera*. En ella, los gases se encuentran en estado de disgregación atómica, abundando las partículas con carga eléctrica. En esta capa, las moléculas de oxígeno absorben radiación solar haciendo que la temperatura vuelva a aumentar hasta superar los 1000 °C. En la parte

superior de la termósfera, la materia apenas se encuentra ligada al campo gravitatorio de la Tierra y a partir de los 1000 km, las moléculas son lanzadas al espacio, dándole el nombre de *exósfera* a esta región. Las distintas capas de la atmósfera según este criterio se pueden ver en la figura 1.1.

La tropósfera es la capa más superficial de la atmósfera y es la zona donde ocurren todos los fenómenos climáticos y la turbulencia atmosférica. En esta capa se encuentra el 75 % de la masa total de la atmósfera y prácticamente la totalidad del vapor de agua y los aerosoles, que influyen sobre diversos aspectos del clima de muchas maneras. La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve nuestro planeta y la forma en la que nos referimos a esta mezcla mecánica de gases es aire, que en volumen, está compuesto en más de un 99 % por nitrógeno y oxígeno. El aire atmosférico contiene siempre una porción variable de vapor de agua y también, en formas de nubes, agua condensada e incluso hielo. Estos componentes, que no son más que agua en sus tres estados (gaseoso, líquido y sólido), son los que hacen a la tropósfera una región muy dinámica y con la totalidad de los procesos meteorológicos.

La tropósfera se caracteriza por un decrecimiento de la temperatura a medida que aumenta la altura a razón de 6.5°C por km. Este descenso lineal ocurre porque la radiación que proviene del sol calienta la corteza terrestre y ésta le transfiere calor a la atmósfera por conducción y por convección. El único constituyente atmosférico que absorbe radiación solar es el ozono, mientras que el resto de los componentes son transparentes a la misma, lo que causa que existan capas más delgadas que la tropósfera con aumento de la temperatura. Al mismo tiempo, se observan capas con inversión térmica donde la temperatura aumenta con la altura, y otras zonas isotérmicas con la altura, como la capa límite llamada tropopausa, donde la temperatura se mantiene constante por algunos pocos kilómetros.

La tropósfera presenta grandes variaciones en su espesor con la latitud, siendo más gruesa en la zona del Ecuador, donde la radiación y la turbulencia son mayores que en los polos. Debido a las diferencias de calentamiento y a la disminución de la temperatura con la altura, se producen movimientos convectivos importantes, tanto verticales como horizontales. La influencia del terreno, debido a sus irregularidades y a la diferencia de calentamiento entre el día y la noche, es muy importante en la subcapa o capa límite planetaria en contacto con la superficie terrestre, de 1 ó 2 km de grosor, donde se produce la turbulencia.

El vapor de agua juega un papel muy importante en la atmósfera, puesto que absorbe las radiaciones de gran longitud de onda emitidas por la Tierra y, devolviéndolas por reflexión, impidiendo que el planeta se enfríe por la noche hasta un centenar de grados bajo cero, como ocurriría en el seno de una atmósfera completamente seca. Dado que el vapor de agua es un gas de efecto invernadero, su aumento en la parte inferior de la troposfera genera un mayor calentamiento, lo que permite, a su vez, una mayor concentración de vapor de agua, creando así una retroalimentación positiva.

En este capítulo se hará una introducción sobre generalidades de la atmósfera para luego profundizar sobre los procesos y componentes troposféricos que afectan las señales satelitales y sobre los cuales se centrará esta tesis.

Figura 1.1. Perfil vertical de temperatura en la Atmósfera. Adaptado de: Chandrasekar (2010).

1.1.1. Presión atmosférica

La masa gaseosa que envuelve la Tierra ejerce un peso sobre los seres vivos y los objetos que conocemos como presión. La presión atmosférica es la fuerza por unidad de área ejercida sobre una superficie por el peso del aire que se encuentra entre dicha superficie y el límite superior de la atmósfera. El peso total de la atmósfera es de unos 6000 billones de toneladas. Su unidad de medida es la atmósfera, que equivale al peso de una columna de mercurio de 760 mm de altura y 1 cm^2 de sección, a la latitud de 45° y a nivel del mar. La presión del aire disminuye de manera logarítmica con la altura (ver fig. 1.2), y la relación entre ellas es expresada por la ecuación hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho, \quad (1.1)$$

que nos dice que el cambio en la presión atmosférica p con la altura z , depende de la aceleración de la gravedad g , multiplicada por la densidad ρ . La densidad del aire disminuye aproximadamente de manera exponencial con la temperatura, lo cual también afecta a la presión por la ecuación 1.1. Es decir que cuanto más frío está el aire, menor es la densidad y mayor es el cambio de presión con la altura.

Los rayos solares atraviesan la atmósfera sin que el aire absorba una cantidad apreciable del calor de aquéllos. En cambio, la radiación solar es absorbida por la superficie terrestre, la cual a su vez calienta por conducción las capas inferiores de la atmósfera, y éstas luego transmiten su calor a las capas más altas, en virtud de las corrientes de convección

Figura 1.2. Perfil vertical de presión en la Atmósfera. Adaptado de: ACMG (2015)

que se establecen. Así, en general, las capas bajas de la atmósfera se encuentran a mayor temperatura que las situadas por encima de ellas y, por lo tanto, la temperatura del aire al igual que la presión, disminuye con la altitud. Esto es cierto para los primeros 11 ó 12 km de la atmósfera, siendo el gradiente de unos -6.5°C por km de aumento en la altura. Por la noche, el calor acumulado en la Tierra durante el día es irradiado con gran rapidez de modo que la capa más baja de la atmósfera se enfría antes que las que se encuentran por encima de ésta; esto indica que la temperatura del aire en la proximidad de la Tierra puede ser más baja que en otras capas más altas, invirtiéndose el gradiente de temperatura, es decir, que ésta aumenta con la altitud ¹ en vez de disminuir.

1.1.2. Balance Atmosférico

La radiación solar provee la principal fuente de energía responsable de la circulación atmosférica. Aunque la atmósfera es transparente a la radiación solar en las tres direcciones espaciales para gran parte de la masa del aire, existe una fuerte absorción de radiación solar de algunos constituyentes atmosféricos en ciertos intervalos de longitudes de onda.

Una molécula aislada es capaz de absorber y emitir radiación sólo en cantidades finitas, correspondientes con los cambios en sus niveles de energía. Por lo tanto, puede interactuar con radiación en un rango de frecuencias, consistiendo en un número finito de líneas de absorción o emisión, donde la absorción o la emisión son posibles. La emisividad de un cuerpo depende de su temperatura, de la longitud de onda y del ángulo de emisión. La ley

¹efecto llamado inversión del gradiente

Figura 1.3. Espectro de irradiación solar en el exterior de la atmósfera (curva de arriba) y al nivel del mar (curva por debajo). Las áreas sombreadas representan la absorción debido a los gases de la atmósfera. Adaptado de: Chandrasekar (2010).

de Kirchhoff nos dice que para una dada temperatura y longitud de onda, la emisividad es igual a la absorción. En otras palabras, establece que los cuerpos que son fuertes absorbentes de una determinada frecuencia, también serán fuertes emisores de ésta. Análogamente, si son débiles y absorbentes, serán débiles emisores.

Comparando el espectro de irradiación del sol en el exterior de la atmósfera y al nivel de mar (ver figura 1.3), podemos notar, por un lado, que el primero se corresponde con el espectro de irradiación de un cuerpo negro según la ley de Plank; por otro lado, aquél al nivel del mar, muestra desviaciones respecto del primero, debido a los efectos de absorción y scattering ² de la atmósfera.

1.1.2.1. Perfil vertical de absorción

Chapman (1931) propone un modelo matemático simple en el que explica la distribución vertical de absorción de radiación monocromática en la atmósfera terrestre, junto a la ionización asociada. Este nos dice que la absorción a una altura depende de la densidad del aire a dicha altura y del camino que recorrió dicha radiación. Las ecuaciones nos dicen que la absorción es menor cuanto mayor es dicho camino y que será mayor cuanto más denso sea el aire. Es por esta razón que en las zonas altas y bajas de la atmósfera la absorción es pequeña, ya que para las altas, la densidad es cercana a cero y, para las bajas, el camino es muy largo. La absorción máxima se encuentra aproximadamente a los 200 km de altura.

1.1.3. Los gases secos

La capa de atmósfera neutra se compone de tres regiones definidas por límites térmicos: la tropósfera, la estratósfera y parte de la mesósfera. Comúnmente se conoce como tropósfera a la atmósfera neutra, debido a que los efectos de propagación de onda de la primera

²proceso físico donde algunas formas de radiación, como la luz o el sonido son forzadas a desviarse de su trayectoria recta por uno o más caminos debido a heterogeneidades en el medio que atraviesan

Componente	Símbolo	Volumen %
Nitrógeno	N_2	78.08
Oxígeno	O_2	20.95
Argón	Ar	0.93
Dióxido de Carbono	CO_2	0.037
Neón	Ne	0.0018
Helio	He	0.0005
Ozono	O_3	0.00006
Hidrógeno	H	0.00005
Kriptón	Kr	0.0011
Xenón	Xe	0.00009
Metano	CH_4	0.00017

Tabla 1.1. Composición de la atmósfera seca promedio por debajo de los 25 km.
Adaptado de: Barry and Chorley (2009).

son los que dominan. La tropósfera contiene el 80 % de la masa total de la atmósfera y casi todo el vapor de agua y aerosoles. Considerando su composición, la tropósfera puede ser dividida en dos componentes: aire seco y vapor de agua.

El aire seco es una mezcla de gases ideales donde cada gas que compone la mezcla se caracteriza por su presión parcial, que es la presión ejercida por el gas de una mezcla que ejercería si ocupara el mismo volumen que la mezcla. Cada presión parcial p del gas q cumple con la ecuación de estado o ecuación de los gases ideales:

$$p_q = \frac{n_q}{V}RT, \quad (1.2)$$

donde n_q es la cantidad de moles del gas q en el volumen total V , R es la constante del gas ideal y T es la temperatura. La presión total de los gases secos p_d es igual a la suma de todas las presiones parciales de los gases que conforman la mezcla, lo que es conocido como la ley de Dalton. Es decir,

$$p_d = \sum_q p_q. \quad (1.3)$$

El aire seco consiste en todos los gases de la atmósfera, excepto por el vapor de agua. La tabla 1.1 muestra que N_2 , O_2 , Ar y CO_2 juntos constituyen el 99.996 % del volumen total. Las concentraciones de los restantes gases pueden ser suprimidas cuando se calcula la presión parcial de aire seco, sin pérdida significativa de precisión. Esto puede resultar conveniente ya que las concentraciones cambian con el tiempo y con el lugar.

Para cada componente de la masa total de aire, y para la presión total se puede asumir, en regiones de gran extensión horizontal, que el aire se encuentra en equilibrio hidrostático y que por consiguiente cumple con la ecuación 1.1, ya que cuando son promediadas sobre tal región, las aceleraciones pueden ser despreciables. Sin embargo, para el vapor de agua no es inmediato asumir que su movimiento en la atmósfera es desacelerado en todas las ocasiones.

1.1.4. Vapor de agua

La principal fuente de vapor de agua es la evaporación de cuerpos de agua y la transpiración de plantas. El contenido de vapor de agua es función de las condiciones geográficas locales y de los fenómenos meteorológicos. Su concentración es menor al 1 % del volumen de aire en zonas polares y desérticas, pero algo significativo en zonas de selvas tropicales, llegando a superar el 4 % del volumen del aire (Edward J. Tarbuck and Tasa, 2010). Esto ilustra que el contenido de vapor de agua varía espacial y temporalmente. Para el vapor de agua también podemos escribir la ecuación de estado de los gases:

$$p_e = \frac{n_e}{V}RT, \quad (1.4)$$

donde ahora n_e es la cantidad de moles de vapor de agua presente en la atmósfera. Esta cantidad p_e se suma a las otras presiones parciales en la ecuación 1.3.

La distribución del vapor de agua en la atmósfera no es homogénea; sin embargo, se puede decir que en las regiones ecuatoriales, donde la temperatura es mayor, el agua precipitable alcanza 50 mm, mientras que en las regiones más frías y polares, se encuentran valores menores a 10 mm. Existe un estrecho vínculo entre la temperatura atmosférica, y la capacidad del aire de contener vapor de agua. Esta relación puede ser expresada matemáticamente mediante la ley de la termodinámica de Clausius-Clapeyron para la presión de vapor de agua saturado:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L(T)}{T(v_1 - v_2)}, \quad (1.5)$$

donde T es la temperatura absoluta, $L(T)$ el calor latente de evaporación que es una constante asociada a una cierta temperatura, e_s el vapor de agua de saturación, v_1 y v_2 los volúmenes de agua en estado gaseoso y líquido, respectivamente. Asumiendo que v_2 es insignificante en comparación a v_1 y que la Ley del Gas Ideal es aplicable en el caso del vapor de agua saturado, se puede expresar:

$$\frac{de_s(T)}{dT} = \frac{e_s L(T)}{R_v T^2}, \quad (1.6)$$

siendo R_v la constante de gas para el vapor de agua saturado. Aunque el vapor de agua no es uno de los constituyentes preponderantes y existe en una proporción variable y pequeña en comparación al aire seco, su presencia es determinante para los fenómenos climáticos y el ciclo hidrológico terrestre. La integración de ecuación 1.6 nos permite mediante una representación gráfica de $\ln(e_s)$ en función de la inversa de la temperatura T , y aplicando el procedimiento de los mínimos cuadrados, estimar la pendiente de la curva, la cual nos proporciona el valor medio del calor latente de vaporización L en un intervalo dado de temperaturas.

La distribución del vapor de agua en la atmósfera es altamente heterogénea, tanto horizontal como vertical, siendo esta última la más pronunciada. El ciclo desde la precipitación

a la evaporación (aproximadamente 9 días), combinadas con la variación de la temperatura con la altura y la geografía, entre otros factores, son los causantes de dicha distribución. Por otro lado, las concentraciones de vapor de agua disminuyen rápidamente con la altura, ya que al ser una partícula relativamente pesada, se concentra a menores alturas. Así, más de la mitad del vapor de agua se encuentra a menos de 1,5 km de altura, mientras que menos del 5 % en la parte superior de la tropósfera (sobre los 5 km) y menos del 1 % en la estratósfera (sobre los 12 km).

En cuanto a las variaciones temporales del vapor de agua se producen desde milisegundos a decenas de segundos, existiendo fenómenos meteorológicos que aceleran estos cambios, como la turbulencia en las cercanías de la superficie. Se pueden asociar a cambios en la composición vertical del viento y en la evaporación. A mayores altitudes se observan procesos de varios minutos, e incluso, horas.

Las brisas terrestres y marinas causan que las concentraciones de vapor de agua en las regiones costeras varíen considerablemente a lo largo del curso de un día. La distribución del vapor de agua varía con los cambios estacionales de la temperatura y la circulación atmosférica. Al igual que con la temperatura, los cambios estacionales en el vapor de agua parecen ser más fuertes en el hemisferio Norte que en el hemisferio Sur, debido a que en el hemisferio Norte existe mayor cantidad superficie continental, la cual tiene una capacidad térmica menor que el océano.

Como consecuencia que el aire cálido requiere mayor humedad para alcanzar el punto de saturación, los aumentos de temperatura atmosférica permiten aumentos en la cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Dado que el vapor de agua es un gas de efecto invernadero, su aumento en la parte inferior de la tropósfera genera un mayor calentamiento, lo que permite, a su vez, una mayor concentración de vapor de agua, creando así una retroalimentación positiva.

Los gases secos y el vapor de agua en equilibrio hidrostático, son fácilmente modelables con la ecuación para los gases ideales y leyes hidrostática y termodinámica. Por lo tanto, esta es la razón por la cual se separan las componentes de la tropósfera en componentes hidrostática y no hidrostática. Debido a que el retardo hidrostático en las señales electromagnéticas que atraviesan la tropósfera es causado por el momento dipolar inducido en las moléculas de los gases secos en casi su totalidad, el término hidrostático es reemplazado por *retardo seco*. Éste puede ser bien determinado a partir de medidas de presión, y al nivel del mar rodea los 2.3 m en la dirección cenital. El retardo húmedo puede alcanzar los 400 mm en zonas húmedas, mientras que para aquellas áridas puede ser menor a los 10 mm. En estudios recientes, se ha investigado que las variaciones diurnas del retardo húmedo exceden a las correspondientes del seco por más de un orden de magnitud, especialmente en regiones templadas (Shuanggen Jin and Park, 2007).

1.1.5. Índice de refracción troposférico

En cada punto de la tropósfera, el índice de refracción de cada partícula de aire puede ser expresado en función de la presión, temperatura y humedad, según Smith (1953) como:

$$N_T = K_1 \frac{P_d}{T} + K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2}, \quad (1.7)$$

donde P_d es la presión parcial del aire seco (en mbar), T es la temperatura absoluta (en K), e es la presión parcial de vapor de agua (en mbar) y K_1 , K_2 y K_3 son constantes determinadas empíricamente (cuyas unidades son K/mb , K/mb , y K^2/mb).

La refractividad total se puede expresar como la suma de las componentes hidrostáticas y húmedas. Si consideramos las compresibilidades de las componentes, Z_d y Z_w , que para gases no ideales serán distintas de la unidad, podemos expresar la ecuación de refractividad como Thayer (1974):

$$N_T = K_1 \frac{P_d}{T} Z_d^{-1} + \left[K_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right] Z_w^{-1}, \quad (1.8)$$

donde K_1 y K_2 , son factores determinados de manera empírica y son usualmente modelados en función de la presión y temperatura. Podemos notar que el primer término del miembro derecho no depende del contenido de vapor de agua, entonces se puede expresar a la refractividad total como la suma de dos refractividades:

$$N_T = N_d + N_w, \quad (1.9)$$

donde N_d es igual al primer término de la ecuación 1.8 y N_w corresponde a la suma de los otros dos.

No obstante, la integración de la refractividad en la forma dada en 1.8 requiere el conocimiento de los perfiles de los componentes tanto húmedos como secos, cuya proporción de mezcla es muy variable. Sin embargo, es posible crear un término casi independiente de esta proporción de mezcla. Una separación para la refractividad presentada por Davis et al. (1985), consiste en reescribir los dos primeros términos en 1.8, usando la ecuación de estado $p_i = Z_i \rho_i R_i T$, donde p_i es la presión parcial del gas i , Z_i su compresibilidad, ρ_i su densidad, R_i la constante del gas específica ($R_i = R/M_i$, con R la constante universal de los gases y M_i la masa molar), como:

$$N_T = K_1 R_d \sigma_d + K_2 R_w \sigma_w + K_3 \frac{e}{T^2} Z_w^{-1}. \quad (1.10)$$

Como $\sigma_d = \sigma - \sigma_w$, y usando la ecuación de estado para el vapor de agua, escribimos:

$$N_T = K_1 R_d \sigma + \left[\frac{e}{R_w T} (K_2 R_w - K_1 R_d) + K_3 \frac{e}{T^2} \right] Z_w^{-1}, \quad (1.11)$$

y definiendo una nueva constante:

$$K'_2 = K_2 - K_1 \frac{R_d}{R_w} = K_2 - K_1 \frac{M_w}{M_d}, \quad (1.12)$$

y finalmente, se obtiene la siguiente expresión para la refractividad troposférica:

$$N_T = K_1 R_d \sigma + \left[K'_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right] Z_w^{-1}. \quad (1.13)$$

Es importante notar que el primer término de la ecuación 1.13 es función de la densidad total, la cual es mucho menos variable que los componentes de la mezcla.

1.2. Sistemas de Navegación Global por Satélite (GNSS)

Un suceso determinante ocurrió en 1957 cuando se lanzó el satélite Sputnik y científicos observaron que el Efecto Doppler en la señal transmitida por éste, podía ser utilizada como observable para determinar el tiempo exacto en el que el satélite pasaba por el punto más cercano al observador. Este descubrimiento, junto con la habilidad de calcular las efemérides de los satélites de acuerdo con la mecánica orbital, llevaron a la capacidad actual de determinar posiciones precisas instantáneamente en cualquier parte del mundo. Posicionamiento Satelitario consiste en la determinación de posiciones de puntos de observación en tierra o mar, en el aire y el espacio mediante satélites artificiales, donde la posición del satélite es asumida conocida para cada época.

El término sistemas globales de navegación mediante satélites (GNSS) hace alusión a servicios que brindan posición, velocidad y patrón de tiempo, y cubren cada sistema individual como así también una combinación de ellos. Los GNSS nacieron en la década del '70 con la concepción del sistema GPS (por sus siglas en inglés Global Positioning System Anderle (1978), que significa Sistema de Posicionamiento Global) a partir de una iniciativa del Departamento de Defensa (DoD) de Estados Unidos con un objetivo militar. Sin embargo, el Congreso de Estados Unidos ordenó al DoD promover su uso civil. Los objetivos originales de GPS eran la determinación instantánea de posición y velocidad (navegación), y la coordinación precisa del tiempo en un sistema de referencia común, todo logrado en forma continua.

Posteriormente, se idearon otros sistemas: Rusia opera el sistema GLONASS (GlobalŌnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema), la Unión Europea ha desarrollado el sistema Galileo, China está expandiendo la cobertura de su sistema BeiDou a escala global. En los últimos años el uso de los GNSS se ha masificado. Con sus casi infinitas aplicaciones, en la industria, agrimensura, aviación, ciencia, hasta el uso de receptores en celulares y vehículos, los GNSS se han convertido en una herramienta de uso cotidiano en todo el mundo.

1.2.1. Segmentos de los GNSS

Los sistemas GNSS se componen de tres segmentos: el espacial, el control y los usuarios. Cada GNSS desarrolla, mantiene y opera los segmentos espacial y de control.

1.2.1.1. Segmento Espacial

Para poder asegurar cobertura continua, el sistema debe contar con una constelación con un número suficiente de satélites, de manera tal que por lo menos siempre haya cuatro satélites visibles simultáneamente. La selección de la constelación debe seguir varios criterios para su diseño, entre ellos: la precisión en la posición del usuario, la disponibilidad de satélites, la cobertura del servicio y la geometría de los satélites. Asimismo, se debe tener en cuenta el mantenimiento de los satélites, de sus órbitas, reposición de satélites, etc.

Los satélites de los GNSS proveen, esencialmente, de una plataforma para relojes atómicos, radiotransmisores y receptores, computadoras y equipamiento auxiliar usados para operar el sistema. Cada satélite transmite un mensaje que permite al usuario determinar la posición geocéntrica ρ^s de dicho satélite (ver fig. 1.4) para cualquier instante. Gracias a esto, los usuarios pueden calcular sus posiciones ρ_r en la superficie o sobre la Tierra.

1.2.1.2. Segmento de Control

El segmento de control es responsable del manejo de todo el sistema: la puesta en marcha y mantenimiento del sistema, el seguimiento de los satélites para la determinación y predicción de parámetros orbitales y de los relojes, monitoreo de datos auxiliares (por ejemplo parámetros de la ionósfera), y la carga del mensaje de datos a los satélites. El segmento de control también es responsable de la posible encriptación de los datos y de la protección del servicio en contra de usuarios no autorizados.

El segmento de control comprende una estación maestra de control que coordina todas las actividades, estaciones de monitoreo que forman la red de seguimiento y antenas en tierra que representan la comunicación con los satélites.

1.2.1.3. Segmento del Usuario

El segmento del usuario puede ser separado en categorías de usuario, tipos de receptores y servicios de información varios. Las categorías del usuario están subdivididas en usuarios militares y civiles, así como usuarios autorizados y no autorizados. Los usuarios civiles y no autorizados no tienen acceso a todas las señales o servicios de los GNSS. Actualmente, existe una gran cantidad de variedad de receptores en el mercado. Se pueden caracterizar por el tipo de observables que pueden utilizar. Otro criterio es la habilidad de recibir una, dos o más frecuencias. Finalmente, se debe distinguir entre receptores que operan para uno o más GNSS.

Se han establecido varios servicios de información para proveer a los usuarios de información del estado de los GNSS y de los datos. Generalmente, la información contiene:

Figura 1.4. Principio de posicionamiento basado en satélites. Adaptado de: Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle (2008)

reportes de estado de la constelación, cortes programados y datos orbitales. Los datos orbitales se presentan en forma de almanaques que permiten realizar predicciones de la visibilidad de los satélites y en forma de efemérides que permiten el posicionamiento más preciso (Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle, 2008).

1.2.2. Principio de funcionamiento

Las observaciones a los satélites proveen al usuario principalmente de la capacidad de determinar su posición. Ésta puede ser expresada, por ejemplo, en latitud, longitud y altura. Esto es logrado a través del uso de distancias o diferencias de tiempos medidos a satélites, utilizando la técnica de trilateración. En ella aparecen tres cantidades:

- El dato conocido a priori: las posiciones de los satélites ρ^s , que son calculadas por el segmento de control, subidas a los satélites y retransmitidas por ellos.
- El dato observado: la distancia satélite-receptor ρ , que es observado por cada receptor.
- La incógnita: la posición del receptor ρ_r , que es calculada internamente por el receptor resolviendo las ecuaciones de la trilateración, de la cual hablaremos a continuación.

Supongamos que los satélites se encuentran fijos en un punto en el espacio en un momento dado tal como se ilustra en la figura 1.4. El vector posición del satélite ρ^s respecto de la posición del centro de la Tierra (geocentro), se puede calcular conociendo las efemérides transmitidas por el satélite. Si el receptor en Tierra en la posición dada por ρ_r utilizara un reloj que estuviera sincronizado con el tiempo del sistema, se podría calcular con exactitud la distancia geométrica ρ desde el receptor a cada satélite a partir del tiempo que le toma a la señal proveniente de los satélites llegar al receptor despreciando otros efectos menores como el cambio de velocidad de propagación de la señal a lo largo de su camino debido a la atmósfera. Cada distancia ρ define una superficie esférica con su centro en la posición

Figura 1.5. Polarización lineal (izquierda) y circular (derecha) de las ondas EM. Adaptado de: Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle (2008).

del satélite. Por lo tanto, conociendo las distancias a tres satélites, podríamos determinar las tres incógnitas de nuestro problema, mediante tres ecuaciones del tipo:

$$\rho = \|\rho^s - \rho_r\|. \quad (1.14)$$

En la práctica, los receptores modernos aplican una técnica algo diferente. Debido a que utilizan relojes poco costosos de cristal de cuarzo, el tiempo marcado por éstos, difiere de aquél del sistema. Esta discrepancia en los tiempos, entre otros efectos, nos lleva a llamar pseudodistancias R a las cantidades observadas, en vez de distancias a secas. Ellas representan básicamente la distancia geométrica más una corrección por error del reloj del receptor, con respecto a un tiempo verdadero, que se define en las estaciones de control. La ecuación simplificada es:

$$R = r + \Delta r = r + c \cdot \delta, \quad (1.15)$$

con c la velocidad de la luz en el vacío. Ahora, con una incógnita más, necesitamos cuatro observaciones simultáneas en total, ya que tenemos cuatro incógnitas: las tres componentes de la posición más el error del reloj del receptor.

1.2.3. La estructura de la señal

La navegación por satélite se basa en la propagación de ondas electromagnéticas (EM), cuyas características están descritas por las ecuaciones de Maxwell. Es bien conocido que fuerzas eléctricas o magnéticas variables generan ondas. Un campo eléctrico variable causa un flujo magnético que genera un campo magnético. Análogamente, la inducción eléctrica se da con la existencia de un campo magnético variable.

El vector del campo eléctrico es el que determina la polarización de la onda EM, como se puede apreciar en la figura 1.5. En un medio homogéneo, isótropo y estacionario, el vector del campo eléctrico y el del campo magnético oscilan ortogonalmente entre sí en un mismo plano. Ahora bien, si las ondas se propagan en un gas ionizado o a través del campo magnético terrestre, sufren un cambio en su polarización. Este efecto, conocido como

Rotación de Faraday, causa que una onda EM polarizada linealmente se convierta en una elíptica o circular. Para esquivar este efecto, la navegación por satélite usa ondas polarizadas de forma circular, que pueden ser directas (RHCP, right-handed circular polarization), o inversas (LHCP, left-handed circular polarization).

1.2.4. Propagación de las ondas

Diferentes fenómenos físicos afectan la propagación de las ondas EM. La mayoría de éstos son dependientes de la frecuencia. A continuación, describiremos algunos fenómenos que afectan la propagación de ondas, principalmente, a las de radio. (ver sección 1.2.4.2)

1.2.4.1. Geometría de las ondas

1.2.4.1.1. Reflexión: Cuando una onda EM se encuentra con una superficie de discontinuidad, parte de ella se refleja. La onda incidente y la reflejada son simétricas respecto de la normal a la superficie. Una forma más general de reflexión es el scattering, donde la energía de la onda es dispersada en varias direcciones, dadas por las interacciones con las heterogeneidades del medio. La dispersión va a depender de la relación que guarden entre sí la longitud de onda de la onda EM y la magnitud de la heterogeneidad. El fenómeno de difracción ocurre cuando la onda roza un obstáculo, desviando el flujo de energía.

1.2.4.1.2. Refracción: Este proceso describe el cambio en la dirección de propagación cuando el frente de onda pasa de un medio al otro. De acuerdo a la Ley de Snell, el seno del ángulo de incidencia β_i y el de refracción β_r , definen una constante que es equivalente al cociente entre los índices de refracción n_i y n_r de los medios.

$$\frac{\sin(\beta_i)}{\sin(\beta_r)} = \frac{n_r}{n_i} = \text{constante}. \quad (1.16)$$

El índice de refracción es el cociente, a su vez, entre la velocidad de la luz en el vacío, que es constante, y la velocidad de la onda en el medio.

$$n_i = \frac{c}{v_i}. \quad (1.17)$$

Entonces, la ley de Snell puede ser escrita, como:

$$n_i v_i = n_r v_r = \text{constante}_2. \quad (1.18)$$

La ecuación 1.17 implica que el índice de refracción para el vacío es igual a la unidad. Un índice mayor que uno, significa que la onda EM será retrasada respecto del tiempo que le tomaría recorrer la misma distancia en el vacío con la velocidad de la luz. Los índices de refracción son función del vapor de agua, la temperatura, la presión, la frecuencia de la onda EM y de la densidad de la concentración de electrones libres presentes, principalmente en la ionósfera. La dispersión depende de la velocidad de fase y, por lo tanto,

Figura 1.6. Modulación de las Ondas EM para los GNSS. Adaptado de: Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle (2008).

de la frecuencia. Si ocurre dispersión, se dice que el medio es dispersivo, por ejemplo, la ionósfera es un medio dispersivo, mientras que la tropósfera no.

1.2.4.2. Las portadoras

Un número de diferentes bandas de frecuencia fueron discutidas para señales de GNSS. Ninguna banda de frecuencia es óptima en todos los sentidos, sin embargo, la banda L (frecuencias entre 1.5 y 2.7GHz) fue elegida en una relación de compromiso entre las frecuencias disponibles, los efectos de propagación y las limitaciones del diseño del sistema. En rasgos generales, cuanto mayor es la frecuencia, menor es el retardo ionosférico y mejor la ganancia de la antena; pero, a su vez, resultarán siendo más atenuadas, sufriendo un mayor Efecto Doppler y exigiendo mejor tecnología.

1.2.5. Modulaciones

La modulación de una onda EM en fase, amplitud o frecuencia, describe una variación temporal de dicha onda con el fin de transportar información. Los GNSS emplean modulación en fase, que consiste en modificar la fase de la portadora en π cuando el dígito binario cambia de +1 a -1 o viceversa. El espectro de frecuencia de la portadora modulada por el código binario se verá corrido respecto de la frecuencia de la portadora. La figura 1.6 nos muestra los tres métodos de modular una señal.

1.2.5.1. La señal GPS

En la actualidad, los satélites GPS emiten señales en cinco frecuencias dentro de la banda L. En este trabajo se describirán las características de las señales clásicas que son las que se utilizan para determinar el retardo troposférico cenital que se utilizó para la realización de esta investigación.

Este sistema cuenta principalmente con dos señales portadoras llamadas L1 y L2 de 1575.420 MHz y 1227.600 MHz, respectivamente y dos señales moduladoras llamadas C/A (del inglés *Coarse-acquisition*) y P (del inglés *Precise*), que se transmiten a 1.023 megabits por segundo (Mbit/s) y 10.23 Mbit/s, respectivamente. La longitud de onda es la velocidad a la que se propaga la onda dividido su frecuencia, entonces podemos concluir que L1 tiene un

Portadora	Factor ($\cdot f_0$)	Frecuencia [MHz]	Longitud de onda [cm]
L1	154	1575.42	19.0
L2	120	1227.60	24.4

Tabla 1.2. Frecuencias de las portadoras de uso civil del sistema GPS (Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle, 2008).

período de 19.0 cm y L2 de 24.4 cm. Análogamente, C/A (que se repite cada milisegundo) tiene un período de 297 metros y P un período de 30 metros.

Junto con los códigos C/A y P se transmite un mensaje de navegación donde están las efemérides de los satélites, un modelo ionosférico muy simple y el estado de salud de los satélites (indicador que dice cuando un satélite no debe ser usado). Este mensaje se transmite a 50 bps (bits por segundo), es decir que se repite en forma completa cada 12.5 minutos.

El código C/A modula a la portadora L1, se repite cada 1023 bits y la modula a razón de 1 MHz. Cada satélite tiene un código pseudoaleatorio único, llamado PRN (del inglés *PseudoRandom Noise*); el código C/A es la base del uso civil de GPS, los receptores más económicos pueden recuperar el código C/A a partir de la señal que captan y determinan la posición con él. Por su parte, el código P se repite cada siete días y modula tanto a la portadora L1 como a la L2 a razón de 10 MHz. Este código puede estar encriptado ya que está pensado para uso militar y entonces se llama código "Y". El código P tiene 10 veces la frecuencia del código C/A por lo cual es mucho más preciso y mucho más difícil de interferir. El código es más difícil de adquirir por los receptores, por lo que no todos los receptores GPS son capaces de recuperarlo a partir de la señal recibida. Como el código P modula a dos portadoras, se pueden hacer combinaciones de manera de eliminar/atenuar errores atmosféricos.

En resumidas palabras, el sistema principalmente le brinda a los usuarios cinco observables: tres pseudodistancias medidas en código (C/A(f_1), P(f_1), P(f_2)) y dos en fase (L(f_2), L(f_1)).

1.2.6. Observaciones

Conceptualmente, los observables son pseudodistancias deducidas de tiempos o fases, medidos comparando las señales obtenidas y las generadas por el receptor. Como dijimos anteriormente, el prefijo pseudo viene dado porque las distancias provienen del cálculo de tiempos, que a su vez es marcado por relojes imperfectos. Las observaciones a su vez, como mencionamos, pueden hacerse tanto en código como en fase, cada una con sus ventajas y desventajas, pero principalmente brindando la posibilidad de combinarlas y obtener mejores resultados.

1.2.6.1. Pseudodistancias en código

De forma simplificada, denotemos $t^s(sat)$ al tiempo de emisión de la señal (reloj del satélite, transmitido en el mensaje de navegación), y $t_r(rec)$ al correspondiente tiempo de recepción de la señal (reloj del receptor). Los respectivos errores de los relojes los llamamos δ^s y δ_r . La diferencia entre las lecturas de reloj es equivalente a ΔT , que es la cantidad que alinea la correlación entre las señales generadas y recibidas.

$$t_r(rec) - t^s(sat) = [t_r + \delta_r] - [t^s + \delta^s] = \Delta T + \Delta\delta. \quad (1.19)$$

Corrigiendo el tiempo del reloj del satélite con la información del mensaje de navegación, $\Delta\delta$ equivale al sesgo del receptor. Cuando se multiplica al intervalo $t_r - t^s$ por la velocidad de la luz c , se obtiene la pseudodistancia en código:

$$R = c \cdot [t_r(rec) - t^s(sat)] = c \cdot \Delta T + c \cdot \Delta\delta = \rho + c \cdot \Delta\delta \quad (1.20)$$

donde se ha introducido $\rho = c \Delta T$. Notemos que la distancia ρ es calculada con el tiempo verdadero de viaje de la señal, que en principio es desconocido. En otras palabras, corresponde a la distancia entre la posición del satélite en la época t^s y la posición de la antena del receptor en la época t_r , cuando ambos tiempos fueran medidos con el mismo reloj.

La precisión en la pseudodistancia es del 1 % del ancho del pulso rectangular. Por lo tanto, para el código C/A se obtendría una precisión de alrededor de 3m y de 0.3m para el código P. Esto está detallado en la tabla 1.3 (Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle, 2008).

1.2.6.2. Pseudodistancias en fase

Denotemos $\varphi^s(t)$ a la fase de la portadora de frecuencia f^s y $\varphi_r(t)$ a la fase de la portadora generada en el receptor de frecuencia f_r . Siendo t la época en un sistema común, tenemos:

$$\varphi^s(t) = f^s t - f^s \frac{\rho}{c} - \varphi_0^s, \quad (1.21)$$

$$\varphi_r(t) = f_r t - \varphi_{0r} \quad (1.22)$$

donde las fases están expresadas en ciclos. Las fases iniciales, originadas en la naturaleza de la fase GNSS obtenida a partir del efecto Doppler integrado, son incluidas en los errores de los relojes y se pueden escribir como:

$$\varphi_0^s = -f^s \delta^s, \quad (1.23)$$

$$\varphi_{0r} = -f_r \delta_r. \quad (1.24)$$

Así, podemos expresar la fase como

$$\begin{aligned}\varphi_r^s &= \varphi^s(t) - \varphi_r(t) \\ &= -f^s \frac{\rho}{c} + f^s \delta^s - f_r \delta_r + (f^s - f_r)t.\end{aligned}\quad (1.25)$$

Las desviaciones de las frecuencias f^s y f_r respecto de la nominal f son despreciables, ya que el error que éstas inducen está por debajo del nivel de ruido. Estrictamente, no son pseudo-distancias porque tienen un error tan grande que no pueden ser consideradas como tales. Este error está dado por una indeterminación de la cantidad de ciclos enteros que representaba la fase, en la que entraremos en detalle más adelante. Finalmente, podemos reescribir la ecuación 1.25 como

$$\varphi_r^s(t) = -f \frac{\rho}{c} - f \Delta\delta. \quad (1.26)$$

Cuando se da inicio a una determinación de una medición, se mide una cantidad fraccional de la fase de la portadora, siendo desconocido el número entero de ciclos (N) de ésta, entre el satélite y el receptor. Si el seguimiento es continuo y sin pérdida de la señal, el número N , también llamado ambigüedad entera, permanece constante y la fase en la época t está dada por:

$$\varphi_r^s(t) = \Delta\varphi_r^s \Big|_{t_0}^t + N, \quad (1.27)$$

donde $\Delta\varphi_r^s$ es la fracción medible de la fase para la época t . Sustituyendo la ecuación 1.27 en la ecuación 1.26, y llamando $\Phi = -\Delta\varphi_r^s$, obtenemos la ecuación para las pseudodistancias obtenidas con la fase de las portadoras:

$$\Phi = \frac{1}{\lambda} \rho + \frac{c}{\lambda} \Delta\delta + N. \quad (1.28)$$

Si multiplicamos por λ tenemos la ecuación en unidad de longitud (por ejemplo, metros):

$$\lambda\Phi = \rho + c\Delta\delta + \lambda N. \quad (1.29)$$

Nuevamente, esta ecuación difiere de la pseudodistancia en código en un múltiplo entero de λ y en los retrasos instrumentales de fase. La fase de la portadora puede ser medida mejor que 0.01 ciclos, que corresponde a una precisión milimétrica para la frecuencia en el rango de los GHz (ver tabla 1.3).

Otra manera de interpretar el cálculo de la pseudodistancia en fase es como la integración del efecto Doppler:

$$\varphi = -c \int_{t_0}^t \frac{\Delta f}{f^s} dt, \quad (1.30)$$

donde $\Delta f = f_r - f^s$.

Observación	Error de observación
Con código C/A	300 cm
Con código P (preciso)	30 cm
Con Fase	2mm

Tabla 1.3. Magnitudes típicas de errores en las pseudodistancias con código y con fase. Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle (2008)

1.2.7. Fuentes de error

Como ya hemos visto la máxima resolución posible para cada observable es de 3 m con código C/A, 30 cm con P y aproximadamente de 2 mm con las portadoras. Existen además otros efectos que sesgan el valor real de la distancia satélite-receptor y por lo tanto producen un error en la determinación de la posición. Estos efectos no son aleatorios, sino que responden a procesos deterministas. Algunos de estos errores, como el inducido por la atmósfera, son de distinta naturaleza a otros, por ejemplo las coordenadas del satélite, ya que éstos sí se dan por una indeterminación en la medición y los primeros son una característica del camino del rayo.

1.2.7.1. Error inducido por la mala determinación de la órbita

Para determinar la posición de un receptor, éste necesita la posición de los satélites. Este dato no está libre de error, debido fundamentalmente a que la presión de radiación solar altera la órbita en un modo difícil de predecir. En los últimos años, el modelado de órbitas GNSS avanzó mucho y a pesar de que los modelos de presión de radiación siguen limitando su exactitud, se trata de errores subdecimétricos para GPS es órbitas predichas y centimétricos en efemérides precisas finales del IGS. Las órbitas GPS son aproximadas para intervalos de algunas horas por un conjunto extendido de parámetros que exceden los 6 parámetros de Kepler para el caso de las efemérides transmitidas GPS. En el caso de las efemérides precisas, se usan modelos más complejos que alcanzan exactitudes centimétricas luego de un ajuste para arcos orbitales de no mas de un día de duración. Las aplicaciones de los métodos de satélites operativos dependen sustancialmente del conocimiento de las órbitas de los satélites. Para el posicionamiento de un solo receptor, un error orbital está altamente correlacionado con el error de posición. En el caso de las líneas base, los errores orbitales relativos son aproximadamente iguales a los errores relativos de la línea base (el error en su longitud respecto de ella misma). La información orbital es transmitida por el satélite como parte del mensaje de transmisión o puede obtenerse en forma de efemérides precisas de varias fuentes. Si bien hay buenas órbitas precisas disponibles casi en tiempo real, las efemérides precisas finales están disponibles después de varios días.

1.2.7.2. Error inducido por el reloj del satélite

La correcta determinación del tiempo de viaje de la señal es crítica para lograr una buena exactitud en el posicionamiento. En ésta, como se dijo, intervienen tanto el reloj del

Fuente de error	Efecto	Error [m]
Propagación de la señal	Ionósfera	3.0 - 50
	Tropósfera	2.4 - 25
Satélites	Efemérides	~ 1
	Reloj	3000
	Retardo instrumental	~ 1
Receptor	Multicamino	~ 1 - 10
	Error de medición	~ 1
	Reloj	~ 300.000
	Variaciones del centro de fase de antena	~ 1
	Retardo instrumental	~ 1

Tabla 1.4. Fuentes y magnitud típica de las distintas contribuciones a una observación de código GNSS. Adaptada de Kaplan and Hegarty (1996).

receptor como el del satélite. Para sincronizar el patrón de tiempo del reloj del receptor, se agrega una incógnita al problema del posicionamiento, requiriendo al menos una observación a un satélite más. Para resolver la sincronización del tiempo del satélite basado en osciladores atómicos muy estables, basta con corregir la suave deriva temporal que ellos tienen mediante un polinomio de grado dos. Los coeficientes del polinomio llegan al usuario en la efeméride transmitida y son actualizados cada vez que se actualiza la órbita. Una vez aplicada esta corrección, el error que se introduce es inferior a los 2 metros, lo cual es suficiente para muchas de las aplicaciones. Sin embargo, para otros fines, es necesario conocer los errores de los relojes de los satélites con mayor precisión, como los proporcionados por el International GNSS Service (IGS).

1.2.7.3. Errores inducidos por la atmósfera

La señal no viaja por el vacío desde el satélite al receptor, sino que recorre la atmósfera terrestre en su camino. El medio que atraviesa está ionizado en una parte de su trayecto, y compuesto por partículas y gases en la cercanía a la superficie terrestre. Ambas condiciones modifican la velocidad de propagación de la señal EM generando un retardo que resulta en una observación de diferencia de tiempo (pseudodistancia) sesgada. Si se cuenta con un receptor doble frecuencia, mediante la combinación lineal de observables, el efecto ionosférico puede ser eliminado casi en su totalidad (99.9 %).

La parte no ionizada de la atmósfera, se la llama tropósfera o atmósfera neutra y también genera un sesgo en la señal, el cual será objeto de esta tesis y se explicará en detalle en la sección 2.1.2.

1.2.7.4. Errores inducidos por el efecto de multicamino

Idealmente, se querría que la única señal que reciba la antena sea aquella que recorrió un camino directo entre el satélite y el receptor. En la realidad sucede que la señal que se recibe es una combinación de la señal directa con otra, más débil, resultado de la reflexión

en objetos circundantes e introducirá un error en la posición, debido a que la medida de la pseudodistancia estará sesgada. Este efecto se puede mitigar utilizando antenas con un plato que no permitan que aquellas señales que se reflejan en la superficie de la Tierra sean captadas por la antena y/o con un dispositivo concéntrico de anillos (choke ring) para que llegue sólo la señal directa a la antena. Este error inducido por los códigos es de algunos pocos metros y el de las portadoras de algunos centímetros (y siempre inferior a un cuarto de su longitud de onda). El error de multicamino puede significar un problema serio si se pretende trabajar con exactitudes geodésicas. Puede atenuarse mucho en estaciones estáticas. El problema es más complejo cuando se trata de un posicionamiento cinemático.

Capítulo 2

Metodología

2.1. Programa TOMION

2.1.1. Descripción general

El programa The TOMographic Model for precise IOnospheric sounding and GNSS Navigation (TOMION), es una recopilación de códigos que fue desarrollado por los miembros del grupo UPC-IonSAT durante los últimos 25 años. Este programa procesa datos GPS, en su formato estandarizado RINEX, y es capaz de producir tanto en tiempo real como en diferido, parámetros geodésicos tales como: posiciones de los receptores GPS, retardo troposférico cenital (ZTD, por sus siglas en inglés *Zenith Tropospheric Delay*), mapas de contenido total electrónico vertical (VTEC, por sus siglas en inglés *Vertical Total Electron Content*), gradientes horizontales troposféricos, densidad de plasma, entre otros.

TOMION cuenta con varias versiones, las cuales se pueden utilizar para procesar datos geodésicos GNSS (Hernández-Pajares et al., 2000b), datos ionosféricos GNSS; datos de radio ocultación (Hernández-Pajares et al., 1998) y (Hernández-Pajares et al., 2000a); y datos de ionosonda (García-Fernández et al., 2003). En tiempo real, con este programa también es posible proveer correcciones para posicionamiento preciso para un usuario (Wide Area Real-Time Kinematic (WARTK), véase Hernández-Pajares et al. (2002) y Hernández Pajares et al. (2010)). Desde 1998, TOMION es usado por el centro de análisis de la UPC (Universidad Politécnica de Cataluña) para el IGS (Hernández-Pajares et al., 2009) y hoy en día forma parte de los programas que se utilizan en el comité que analiza al European Global Navigation Satellite System (Galileo). En esta tesis se ha trabajado sobre el código de TOMION v2, la cual es una versión del programa original orientada al procesamiento geodésico de alta precisión. La versión 1 del programa (v1) es la que se utiliza en post-proceso (con latencias de uno a varios días) para la cobertura de mapas ionosféricos, y cuya producción fue encontrada como la de mayor precisión entre todos los mapas globales disponibles (Roma-Dollase et al., 2017).

El programa TOMION v2 cuenta principalmente de 4 módulos: *input*, *prefit*, *filter* y *analyzing*. En el ámbito del procesamiento GNSS es frecuente llamar *prefit* a las observaciones

menos un modelo de las observaciones, lo cual es el término modelado. Los dos códigos principales que forman el núcleo de TOMION v2 son aquellos que calculan el *prefit* y aquel que aplica el *filtro*. El término *prefit* proviene del inglés y hace alusión a todos los pasos previos (*pre*) al ajuste (*fit*). Como se puede ver en la figura 2.1, el primer paso es recolectar toda la información necesaria para el modelado, que se reúnen en el módulo *input* (del inglés entrada). Los archivos son mayormente obtenidos de repositorios públicos y descargados automáticamente una vez que fueron definidos la red y las fechas del experimento, mientras que sólo algunos, como la resolución de los vóxeles utilizadas para la tomografía ionosférica (Olivares-Pulido et al., 2021) (fuera del alcance de esta tesis, pero dentro del alcance de TOMION), se parametrizan en función del tamaño de la red. Al mismo tiempo, algunas componentes son necesarias para poder proseguir con los cálculos, como las coordenadas a priori del receptor y las órbitas de los satélites, mientras que otros dependen del tipo de procesamiento que se quiera realizar. El siguiente estadio al *input* es el *prefit*, donde intervienen todos los términos de la ecuación de observación que veremos luego. Algunos de estos son: el término ionosférico Δ_{iono} , el término troposférico Δ_{tropo} , el término geométrico Δ_{geom} y el del retraso del reloj Δ_{clock} , tal como aparecen en la figura 2.1.

El *filter* (filtro) que se aplica en este programa es un filtro de Kalman, el cual será el encargado de resolver el sistema de ecuaciones de navegación y de obtener los valores de las incógnitas. Para el filtro de Kalman es necesario que el usuario defina uno de los parámetros más críticos del procesamiento: el ruido de proceso, que fue anotado como σ en la figura 2.1. Este parámetro determinará cuánto una incógnita podrá apartarse de su valor a priori. Este procedimiento será explicado con más detalle en la sección 2.1.1.3.1.

El segmento *analyzing* hace referencia a la generación de gráficos de manera automática para comparar los parámetros de interés del usuario generados por el procesamiento y compararlos con fuentes externas, si estuvieran disponibles. Algunos de los resultados con esta funcionalidad en el presente son ZTD, VTEC, coordenadas del receptor o el error del reloj del receptor. También en este módulo es posible visualizar la distribución de los satélites vistos por cada estación.

En las siguientes secciones se describirán los principios básicos del procesamiento de los observables GNSS y cómo se modelan para comprender mejor el funcionamiento del programa TOMION v2. Las ecuaciones y la descripción del procesamiento básico fueron adaptadas de Kleusberg and Teunissen (1996), Bernhard Hofmann-Wellenhof and Wasle (2008) y Sanz et al. (2013). En la última parte de este capítulo describiremos las características más particulares de TOMION v2 y lo realizado en esta tesis. La primera parte del modelado troposférico fue realizado en el marco de la tesis de máster, que se cursó durante un año y medio, previo al curso de este doctorado.

2.1.1.1. Modelando los observables

La pseudo-distancia medida R obtenida por el receptor mediante el procedimiento que describimos en 1.2.6 es un modelo simplificado de la observación y ahora mostraremos

Figura 2.1. Concepto de procesamiento en TOMION v2.

Figura 2.2. Mediciones contenidas en las pseudo-distancias. Adaptada de Sanz et al. (2013)

un modelo mucho más exacto que es el que se necesita par los fines del trabajo. Así R , incluye además de la distancia geométrica entre el satélite y el receptor y los errores de sincronización de los relojes, otros términos debidos a la propagación de la señal a través de la atmósfera (ionósfera y tropósfera), efectos relativistas, retardos instrumentales (del satélite y receptor), efectos de multicamino, que fueron esquematizadas en la figura 2.2. Teniendo en cuenta todos estos términos, la ecuación 1.20 puede ser reescrita como sigue, donde P representa cualquier observación modelada de código GNSS en la frecuencia i (de GPS, Glonass, Galileo o Beidou):

$$P_i = \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} + I_{i,rec}^{sat} + K_{i,rec} + K_i^{sat} + M_{i,rec}^{sat} + \epsilon_{i,rec}^{sat} \quad (2.1)$$

Acá:

- ρ es la distancia geométrica satélite y receptor entre los centro de fase de las antenas (Antenna Phase Centres, APCs) en los tiempos de emisión y recepción, respectivamente
- T_{rec}^{sat} es el retardo troposférico, el cual es no-dispersivo;
- $I_{i,rec}^{sat}$ es el retardo ionosférico, que sí depende de la frecuencia;
- $K_{i,rec}$ y K_i^{sat} son los retardos instrumentales receptor y satélite, los cuales dependen tanto del código y de la frecuencia;
- $M_{i,rec}^{sat}$ representa el efecto del multicamino, también dependiendo del tipo de código y de la frecuencia; y
- $\epsilon_{i,rec}^{sat}$ es el ruido del receptor.

Además del código, la portadora misma también puede ser utilizada como una medida aparente de la distancia entre el satélite y el receptor. Estas medidas de fase son mucho más precisas que las de código (en dos órdenes de magnitud), pero sus términos, que incluyen un número desconocido entero de ciclos N , las hacen ambiguas. Además, esta ambigüedad cambia arbitrariamente cada vez que el receptor pierde señal del satélite, produciendo saltos y discontinuidades en la señal.

Las medidas de fase pueden ser modeladas, en unidades de longitud, como

$$L_i = \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} - I_{i,rec}^{sat} + k_{i,rec} + k_i^{sat} + \lambda_i N_{i,rec}^{sat} + \lambda_i w_{i,rec}^{sat} + m_{i,rec}^{sat} + \epsilon_{i,rec}^{sat} \quad , \quad (2.2)$$

donde esta ecuación, además de los términos en la ec. 2.1, incluye el efecto de la polarización circular de la señal electromagnética (llamada *windup*) y la ambigüedad N . Además nótese que el término ionosférico $I_{i,rec}^{sat}$ tiene signo opuesto para la fase respecto del código. Esto significa que la ionósfera produce un adelanto en la fase y un retraso en el código.

En general, la precisión del código está al nivel del metro mientras que la de la fase es del orden del milímetro. Sin embargo, la precisión del código puede ser mejorada con técnicas de suavizado o con determinada tecnología del receptor. La desventaja de la fase es

que es ambigua en un número entero de ciclos N , y es más fácil de perder su adquisición, mientras que el código presenta una adquisición robusta y no es ambiguo. La determinación de las ambigüedades de la fase es un tema crítico en posicionamiento satelital de alta precisión, que brevemente describiremos en la sección 2.1.1.6.

2.1.1.2. Prefit

La observación tanto de código como de fase son modeladas. Estos modelos contienen diferentes términos que deben ser considerados. Alguno de ellos son errores propios instrumentos o relojes, o de la propagación, además de la distancia geométrica entre los centros de fase de las antenas del receptor y del satélite. Estos errores o retardos son comunes tanto a las mediciones de fase como a las de código, excepto por el *windup* w y las ambigüedades y el signo del término ionoférico, retrasando a las medidas en código y adelantando a la fase. La figura 2.2 ilustra el desarrollo de los diferentes términos de los retrasos que se presentan en la pseudo-distancia. Recordando las ecuaciones 2.1 y 2.2, los modelos son escritos como:

$$\begin{aligned} P_i &\approx \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} + I_{i,rec}^{sat} + K_{i,rec} + K_i^{sat} \quad y \\ L_i &\approx \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} - I_{i,rec}^{sat} + k_{i,rec} + k_i^{sat} + \lambda_i N_{i,rec}^{sat} + \lambda_i w_{i,rec}^{sat}, \end{aligned} \quad (2.3)$$

donde el error del reloj del satélite $t^s(sat)$ incluye la corrección relativista del reloj y ρ la corrección relativista del camino. Nótese que hemos excluido el término del error gaussiano ya que no puede ser modelado y el término del multicamino ya que no puede ser modelado con facilidad y se lo mitiga con costosas antenas geodésicas en estaciones GNSS de medición continua.

Los residuos entre lo medido y lo modelado para las pseudo-distancias en fase o en código contienen el error en la posición del receptor y su reloj, junto con las deficiencias del modelado y el ruido propio de la medición. Estos residuos, llamados *prefits*, son los datos de entrada a las ecuaciones de navegación que se estudiarán a continuación. Estas ecuaciones consisten en un sistema lineal de ecuaciones cuya solución por mínimos cuadrados o por filtro de Kalman nos permite separar las distintas componentes de los residuos y luego poder determinar las coordenadas y el error del reloj del receptor, así como también estimar los parámetros de interés, por ejemplo el ZTD. Cuanto más exacto sea el modelado, mejor se podrán separar los errores y con mayor precisión se podrán determinar las coordenadas del receptor.

Entonces, los términos a ser modelados son (propuesta metodológica):

- la distancia geométrica (coordenadas del satélite, término relativista),
- corrección al modelado del reloj (corrección relativista del reloj del satélite),
- efectos atmosféricos (retardo troposférico y retardo ionosféricos),
- efecto del windup de la fase,

Figura 2.3. Linealización de la distance entre satélite y receptor.

- corrección al centro de fase de la antena (receptor y satélite) y
- efectos de deformación de la tierra (marea sólida, carga oceánica, marea polar), que no están escritos explícitamente en la ecuación pero que serán incluidos en ρ_{rec0}^{sat} 2.8.

La ambigüedad, junto con otros parámetros como una parte de T_{rec}^{sat} o $t_r(rec)$ se estimarán en el filtro como veremos más adelante.

Entonces podemos escribir a los *prefits* como:

$$Y = OBS - Modelo, \quad (2.4)$$

donde el término *Modelo* contiene todos los parámetros en la lista más arriba en las mediciones, determinadas por la estrategia. Por ahora, vamos a suponer que solamente se estimarán 4 incógnitas:

$$Y \approx \sqrt{(x^{sat} - x_{rec})^2 + (y^{sat} - y_{rec})^2 + (z^{sat} - z_{rec})^2} + c\Delta t \quad (2.5)$$

Debido al término geométrico involucrado en ρ , la ecuación a resolver resulta ser no lineal. El paso que sigue consiste en linealizar el término geométrico ρ en la vecindad de un punto $r_{rec0} = (x_{rec0}, y_{rec0}, z_{rec0})$, que se corresponde con la posición aproximada a priori del receptor para el cual queremos determinar su posición desconocida $r_{rec} = (x_{rec}, y_{rec}, z_{rec})$, como se puede ver en la figura 2.3. La distancia geométrica respecto de las coordenadas de la estación *rec* y del satélite *sat* es:

$$\rho_{rec}^{sat} = \|r^{sat} - r_{rec}\| = \sqrt{(x^{sat} - x_{rec})^2 + (y^{sat} - y_{rec})^2 + (z^{sat} - z_{rec})^2}, \quad (2.6)$$

que al linealizar la distancia satélite-receptor tenemos una aproximación para ρ como:

$$\rho_{rec}^{sat} = \rho_{rec0}^{sat} + \frac{x_{rec0} - x^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta x_r + \frac{y_{rec0} - y^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta y_r + \frac{z_{rec0} - z^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta z_r, \quad (2.7)$$

donde:

$$\rho_{rec0}^{sat} = \sqrt{(x^{sat} - x_{rec0})^2 + (y^{sat} - y_{rec0})^2 + (z^{sat} - z_{rec0})^2}, \quad (2.8)$$

y

$$\begin{aligned} x_{rec} &= x_{rec0} + \Delta x_{rec}; \\ y_{rec} &= y_{rec0} + \Delta y_{rec}; \\ z_{rec} &= z_{rec0} + \Delta z_{rec}. \end{aligned} \quad (2.9)$$

Las incógnitas ahora son las correcciones a las coordenadas a priori. De ahora en más llamaremos incógnitas a éstas correcciones. Si ahora pensamos en que tenemos observaciones a n satélites, entonces

$$\begin{bmatrix} y_1 \\ \vdots \\ y_n \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{x_{rec0} - x^{sat1}}{\rho_{rec0}^{sat1}} & \frac{y_{rec0} - y^{sat1}}{\rho_{rec0}^{sat1}} & \frac{z_{rec0} - z^{sat1}}{\rho_{rec0}^{sat1}} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{x_{rec0} - x^{satn}}{\rho_{rec0}^{satn}} & \frac{y_{rec0} - y^{satn}}{\rho_{rec0}^{satn}} & \frac{z_{rec0} - z^{satn}}{\rho_{rec0}^{satn}} & 1 \end{pmatrix} \begin{bmatrix} \Delta x_r \\ \Delta y_r \\ \Delta z_r \\ c\Delta t_r \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \epsilon_1 \\ \vdots \\ \epsilon_n \end{bmatrix}. \quad (2.10)$$

Finalmente podemos escribir:

$$Y = G \times X + \epsilon, \quad (2.11)$$

donde:

- Los residuos *profits*: Y es un vector $(n \times 1)$ que contiene los residuos entre las pseudo-distancias medidas y predichas, antes de que se ajusten los parámetros al modelo lineal; incluyendo ρ_{rec0}^{sat} ;
- Matriz de diseño o Geométrica: G es una matriz $(n \times 4)$ que contiene la geometría receptor-satélite para el instante de la observación. Los primeros 3 elementos de cada fila ($j = 1, \dots, n$) son las componentes del vector unitario en la dirección de propagación

$$r_0^j = - \frac{(x_0 - x^j, y_0 - y^j, z_0 - z^j)}{\|(x_0 - x^j, y_0 - y^j, z_0 - z^j)\|} \quad (2.12)$$

y la cuarta columna es la que multiplica al error del reloj del receptor $c\Delta t_r$.

- Incógnitas: X es un vector (4×1) que contiene las diferencias entre la aproximación y las coordenadas verdaderas ($\Delta \bullet$) y el error del reloj del receptor Δt_r ; y
- Errores: ϵ es un vector $(n \times 1)$ que contiene el error de medición y de modelado.

Ahora lo que tenemos es un sistema lineal de ecuaciones que involucra observaciones y errores de medición. Vamos a utilizar el método de mínimos cuadrados.

2.1.1.3. Filtro

Si aplicamos el método de mínimos cuadrados Luenberger (1997), la solución para los parámetros X en la ecuación 2.7 puede ser considerada como el vector $\hat{x}$ que minimice la diferencia Y en el sistema de ecuaciones. Esto es, el vector $\hat{x}$ provee el mejor ajuste de $y \simeq G\hat{x}$ bajo alguna norma. Por lo tanto para minimizar el error en el sentido de los mínimos cuadrados tenemos que la solución es:

$$\hat{X} = (G^T G)^{-1} G^T Y \quad (2.13)$$

o bien

$$\hat{X} = (G^T W G)^{-1} G^T W Y, \quad (2.14)$$

donde:

$$W = P^{-1} = \begin{pmatrix} 1/\sigma_{y_1}^2 & \cdots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \cdots & 1/\sigma_{y_n}^2 \end{pmatrix}, \quad (2.15)$$

con n siendo el número de observaciones y σ_{y_k} la incertidumbre en la observación k .

La ecuación 2.14 es llamada *mínimos cuadrados ponderados* (Weighted Least Square Solution (WLS)) donde la calidad de las mediciones es incorporada en el criterio de ajuste introduciendo una matriz de peso W simétrica definida positiva. En este caso en particular (ecuación 2.15), W se toma como la inversa de la matriz de covarianza P . Esto es llamado el criterio de la mínima varianza, donde se toma que las mediciones (residuos del prefit $y = (y_1, \dots, y_n)^T$) de los diferentes satélites no están correlacionados.

2.1.1.3.1. Filtro de Kalman El principio del filtro de Kalman puede ser sintetizado a grandes rasgos como una solución WLS del sistema de ecuaciones linealizadas aumentada con más ecuaciones que representan la predicción de las estimaciones y que se utilizan como ecuaciones adicionales del mismo sistema. La predicción de la estimación y la solución pesada pueden ser escritas como:

$$\begin{cases} \hat{X}^-(k) = \Phi(k-1) \hat{X}(k-1) \\ P_{\hat{X}^-}(k) = \Phi(k-1) P_{\hat{X}}(k-1) \Phi(k-1) + Q(k-1) \end{cases} \quad (2.16)$$

donde:

- $\hat{X}(k-1)$ es la estimación para la época $k-1$,
- $\Phi(k-1)$ es la llamada matriz de transición,
- $\hat{X}^-(k)$ es la predicción para la siguiente época,

- $P_{\hat{X}^-}(k)$ da el modelo para la matriz de covarianza (eq. 2.15) y
- Q es la matriz de ruidos de procesos.

El problema linealizado puede ser escrito como:

$$\begin{pmatrix} Y(k) \\ \hat{X}^-(k) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G(k) \\ I \end{pmatrix} \times \hat{X}(k). \quad (2.17)$$

Por lo tanto la solución será, en el sentido WLS la siguiente:

$$\hat{X} = (G^T W G + P_{\hat{X}_k^-}^{-1})^{-1} (G^T W Y + P_{\hat{X}_k^-}^{-1} \hat{X}_k) \quad (2.18)$$

El algoritmo puede ser resumido como se muestra en la figura 2.4. Esta ilustra los tres pasos de la estrategia del filtro recursivo implementado en TOMION v2. Con un primer valor para inicializar $\hat{X}_0$, P_0 y Y_0 , uno puede calcular $\hat{X}_1$ y P_1 y fijar estas últimas como las estimaciones de la época previa a la actual para reinicializar el filtro nuevamente. Luego de un número k de iteraciones, se obtiene la solución deseada $\hat{X}$ y P , fijando un umbral para la diferencia máxima deseada entre la estimación final y la previa.

Figura 2.4. Principio de filtro de Kalman.

A continuación veremos algunos ejemplos elementales para la matriz de transición Φ y para la matriz del ruido de proceso Q . Aunque la determinación de Φ y Q está basada en los modelos físicos que describen el problema, pueden ser simplificadas como veremos acá.

Para posicionamiento estático tenemos:

$$Q(k) = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{\Delta t_r}^2 \end{pmatrix} \quad y \quad \Phi(k) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2.19)$$

lo cual significa que tomamos como apriori la posición sin ruido de proceso para la época previa pero no para el reloj que es altamente impredecible, salvo que sea atómico, en cuyo caso puede acotarse su variabilidad (y modelar adecuadamente $\sigma_{\Delta t_r}$).

Así mismo, para posicionamiento cinemático tenemos:

$$Q(k) = \begin{pmatrix} \sigma_{dx}^2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{dy}^2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{dz}^2 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{\Delta t_r}^2 \end{pmatrix} \quad y \quad \Phi(k) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad (2.20)$$

que en otras palabras significa que nos también tomamos como a priori las coordenadas calculadas en la época anterior pero con un ruido de proceso del orden del máximo cambio de posición que esperamos en la estimación nueva.

Un caso particular de posicionamiento cinemático es el muy utilizado proceso de paseo aleatorio o caminata aleatoria, en inglés *random walk* y detallado en las ecuaciones 2.21, donde se modela a cada varianza en función del tiempo transcurrido entre una época y la siguiente. Este modelo implica el conocimiento de cada situación para poder elegir un Q' óptimo. Por ejemplo, si estamos estimando la posición de un vehículo que se mueve lento, entonces el Q' sería más pequeño que el de un vehículo que se mueva más rápidamente que éste. En el caso de tratarse de una estimación de otro parámetro que no sea una coordenada, la calibración de Q' será en función de cómo ese parámetro se vea modificado en función del tiempo.

$$\Phi(k) = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \quad y \quad Q(k) = \begin{pmatrix} Q'_{dx}\Delta t & 0 & 0 & 0 \\ 0 & Q'_{dy}\Delta t & 0 & 0 \\ 0 & 0 & Q'_{dz}\Delta t & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \sigma_{\Delta t_r}^2 \end{pmatrix} \quad (2.21)$$

2.1.1.4. Estrategias de Procesamiento

En esta sección nos enfocaremos en las diferentes estrategias disponibles en TOMION v2 para determinar las incógnitas en X , pero sólo desarrollaremos en detalle las estrategias de procesamiento utilizadas en esta tesis. Como puede verse en la ecuación 2.18 y fue detallado en la sección 2.1.1.3.1, el *prefit* (colapsado en Y) variará de acuerdo a la estrategia

elegida así como también la matriz de diseño del sistema G .

TOMION v2 ofrece la posibilidad de procesar las observaciones en dos modos diferentes fundamentalmente: de manera absoluta y relativa. Recordaremos ahora qué significa cada una de ellas y el hecho de que originalmente TOMION v2 fue creado para el procesamiento en tiempo real y esto condicionará algunos procesos y flujo de procesamiento. Primero definamos qué significa posicionamiento *estático* y *cinemático*. En el posicionamiento estático el receptor para el cual se quiere obtener su posición no se está moviendo, mientras que en cinemático, el receptor que se quiere posicionar sí se está moviendo. Estático implica estado estacionario mientras que cinemático implica movimiento. Una pérdida temporal de la señal en modo estático no es tan crítico como en modo cinemático.

2.1.1.4.1. Posicionamiento absoluto Las coordenadas de un solo punto son determinadas en el posicionamiento absoluto cuando se utiliza un solo receptor que mide simultáneamente pseudo-distancias a por lo menos cuatro satélites. El término posicionamiento absoluto o posicionamiento puntual puede ser usado indistintamente. En este modo, necesitamos modelar el término del error del reloj del satélite en la ecuación 2.29, porque si lo agregamos como una incógnita más, estaríamos agregando una incógnita por cada satélite observado y por época. Entonces siempre tendríamos más incógnitas que ecuaciones y el sistema quedaría indeterminado, situación denominada deficiencia de rango (del inglés *rank deficiency*). Por estas razones, el error del reloj del satélite debe ser modelado o conocido. Afortunadamente, las correcciones al reloj del satélite son conocidas con suficiente precisión y son transmitidos en el mensaje de navegación, por ejemplo en la forma de tres coeficientes del polinomio a_0 , a_1 and a_2 que modelan su comportamiento. Sin tenerse en cuenta estos parámetros, las pseudo-distancias tendrían cientos de kilómetros de error. Estos parámetros también pueden ser descargados de algunos repositorios, los cuales son provistos por centros de procesamiento con alta precisión.

Sin embargo, debemos hacer algunas consideraciones. Si el número de observaciones es $n_s \times n_t$, donde n_s es el número de satélites y n_t es el número de épocas, para posicionamiento puntual con código, las 3 coordenadas del receptor y el error del reloj del receptor para cada época de observación son desconocidas. Entonces, el número de incógnitas es $3 + n_t$. El número mínimo de satélites para resolver la posición estática y el error del reloj del usuario viene dada por la igualdad:

$$n_t \times n_s = 3 + n_t, \quad (2.22)$$

Las coordenadas del receptor en el término geométrico de la ecuación 2.7 y el error del reloj del receptor son las cuatro incógnitas del sistema. Por lo tanto tenemos 4 incógnitas por cada par satélite-receptor y época observada. Como para posicionamiento cinemático con muy alta dinámica (sin memoria de posicionamiento) $n_t = 1$, entonces, un mínimo de 4 satélites deben ser observados simultáneamente.

Para posicionamiento estático con la fase, el número de incógnitas está compuesto por

las tres coordenadas de la estación que observa, una ambigüedad por satélite y un error de reloj de receptor. Como consecuencia, el posicionamiento puntual cinemático con fases es solo posible si la ambigüedad de la fase es conocida para alguna inicialización. En este caso, entonces el modelo de distancias con fase se parece al del código. En doble frecuencia para el código, no es necesario la inicialización.

Considerando realizar el posicionamiento simplemente con P o L , los principales factores limitantes con respecto a la precisión son las órbitas de los satélites, los errores en los relojes, la influencia atmosférica (ionósfera y tropósfera), por lo tanto los resultados obtenibles mediante este procedimiento no será mejor que algunos metros.

Estrategia PPP: La técnica de Posicionamiento Preciso Puntual (PPP) permite conseguir una exactitud del orden del centímetro para posicionamiento estático y del nivel del decímetro o mejor para posicionamiento cinemático, donde las coordenadas son tomadas como parámetros con ruido mucho mayor que la precisión esperable en el filtro. Esta alta precisión requiere que todos los términos que se modelen, lo sean con alta precisión también, donde todos los términos descritos en la sección 2.1.1.2 deben ser considerados, al nivel del centímetro o mejor. El PPP hace uso de órbitas precisas y de relojes de los satélites precisos (proveídos por el IGS por ejemplo), y de observaciones de pseudo-distancias en código y en fase por definición (Zumberge et al., 1997). El modelo más utilizado en este tipo de técnica es la combinación libre de ionósfera de pseudo-distancias en código y en fase (ecs. 2.30).

Entonces reemplazando en las ecuaciones en 2.29 tenemos, las combinaciones libre de ionósfera para el código y para la fase como:

$$\begin{aligned} \frac{f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2}{f_1^2 - f_2^2} &= \rho + c(\Delta t_r - \Delta t^s) + T_{rec}^{sat} \quad y \\ \frac{f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2}{f_1^2 - f_2^2} &= \rho + c(\Delta t_r - \Delta t^s) + T_{rec}^{sat} + \frac{f_1^2 B_1 - f_2^2 B_2}{f_1^2 - f_2^2} + w_c, \end{aligned} \quad (2.23)$$

asumiendo que estamos considerando la combinación de códigos P_1 y P_2 de GPS para los que, por definición de "datum" que separa el retraso instrumental del error del reloj, se toman como cero las combinaciones correspondientes de retraso instrumental. En caso contrario (p.e. combinando C_1 y P_2) deberíamos introducir la corrección de retrasos instrumentales correspondientes (p.e. $C_1 - < C_1 - P_1 >$).

Los parámetros desconocidos a ser determinados por el filtro son la posición del receptor contenida en ρ , que estará linealizada, el error del reloj del receptor, el retardo troposférico cenital T_{rec}^{sat} , y las ambigüedades N_1 y N_2 y los retardos instrumentales de la fase k tanto del receptor como del satélite, están contenidas en los términos B_1 y B_2 , respectivamente, siendo entonces

$$B_i = \lambda_i N_i + k_{i,rec} + k_i^{sat} \quad (2.24)$$

con la frecuencia $i = 1, 2$; finalmente w_c representa el término de wind-up, combinación correspondiente de los términos de wind-up de L_1 (w_1) y L_2 (w_2). Basado en este modelo,

Figura 2.5. Concepto básico del posicionamiento relativo. “Sta” significa receptor y “Sat” significa satélite.

PPP puede ser aplicado en modo estático o cinemático.

Para construir el *prefit*, el modelado se hace tal como en la ecuación 2.29. Para cada uno de los observables se modelan todos los términos que sean posibles (y/o deseables) y por último se calcula la combinación libre de ionósfera, restando los términos explicitados en las ecuaciones 2.23. El miembro derecho de la ecuación 2.23, es una combinación lineal de dos observables, por lo tanto, como las frecuencias son conocidas, éstas cantidades pueden ser calculadas y así obtener *Observado* – *Calculado*.

El retardo troposférico T_{rec}^{sat} , usualmente no es determinado completamente por el filtro, sino que se lo aproxima con algún modelo y así suma a todos los otros términos que pueden ser modelados y pasan a ser miembros del *prefit*. Veremos más adelante el tratamiento y modelado que se le da a este término troposférico, objeto central de esta tesis.

2.1.1.4.2. Posicionamiento relativo En vez de “posicionamiento relativo”, el término “posicionamiento diferencial” es comúnmente utilizado. Debemos notar, sin embargo, que los dos métodos son diferentes, al menos en teoría. Posicionamiento diferencial es más bien una técnica de posicionamiento puntual mejorada y está basada en aplicar correcciones a las mediciones de pseudo-distancias en un sitio desconocido. Esta técnica provee soluciones instantáneas (o soluciones de tiempo real), donde se pueden conseguir mejores precisiones que con una estación de referencia.

Posicionamiento relativo es posible si dos receptores son usados y mediciones en código o fase son tomadas simultáneamente a los mismos satélites desde los dos receptores. Las observaciones hechas en ambos receptores son, en contraste a posicionamiento diferencial, combinadas directamente. Esta combinación directa mejora la precisión de la posición pero hace que el posicionamiento instantáneo autónomo no sea posible. Normalmente, las coordenadas de un receptor son conocidas y las del otro sitio son las que queremos determinar, relativas al primero, por lo tanto lo que se determina con esta técnica es el vector entre ambas estaciones. En general, el receptor con coordenadas conocidas es estacionario en el

momento de la observación.

El posicionamiento relativo involucra llevar a cabo una serie de cálculos que explicaremos a continuación. En principio se realizan las diferencias simples, donde dos receptores y un satélite están involucrados. Se mitiga el error del reloj del satélite independientemente de la longitud de la base siempre que se mantenga la observabilidad simultánea. En realidad existe un pequeño error debido a que los satélites no observan estrictamente en el mismo momento, es decir que existen diferentes tiempos de emisión, uno por cada observación. Este efecto es pequeño y además es de fácil modelado. Las simples diferencias se pueden expresar como:

$$\begin{aligned}\Delta P_{ij}^k &= \rho_i^k - \rho_j^k + c(\delta_i - \delta_j) + I_i^k - I_j^k + T_i^k - T_j^k \\ \Delta L_{ij}^k &= \rho_i^k - \rho_j^k + c(\delta_i - \delta_j) - I_i^k + I_j^k + T_i^k - T_j^k + \lambda_i N_i^k - \lambda_j N_j^k.\end{aligned}\quad (2.25)$$

A continuación se realizan las diferencias dobles donde dos receptores y dos satélites están involucrados. Al hacer las dobles diferencias los errores de los relojes de los receptores se eliminan por completo, ya que al observar simultáneamente dos satélites, cada observación está afectada por el mismo error de reloj en cada estación:

$$\begin{aligned}\Delta \nabla P_{ij}^{kl} &= \rho_i^k - \rho_j^k - (\rho_i^l - \rho_j^l) + I_i^k - I_j^k - (I_i^l - I_j^l) + T_i^k - T_j^k - (T_i^l - T_j^l) \quad y \\ \Delta \nabla L_{ij}^{kl} &= \rho_i^k - \rho_j^k - (\rho_i^l - \rho_j^l) - I_i^k + I_j^k - (I_i^l - I_j^l) + T_i^k - T_j^k - (T_i^l - T_j^l) + [\lambda_i N_i^k - \lambda_j N_j^k - (\lambda_i N_i^l - \lambda_j N_j^l)].\end{aligned}\quad (2.26)$$

O, de manera más compacta podemos escribir:

$$\begin{aligned}\Delta \nabla P_{ij}^{kl} &= \Delta \nabla \rho_{ij}^{kl} + \Delta \nabla I_{ij}^{kl} + \Delta \nabla T_{ij}^{kl}, \quad y \\ \Delta \nabla L_{ij}^{kl} &= \Delta \nabla \rho_{ij}^{kl} - \Delta \nabla I_{ij}^{kl} + \Delta \nabla T_{ij}^{kl} + \lambda_{ij} \Delta \nabla N_{ij}^{kl},\end{aligned}\quad (2.27)$$

donde cada término del miembro derecho es:

$$\Delta \nabla \bullet_{ij}^{kl} = \bullet_i^k - \bullet_j^k - (\bullet_i^l - \bullet_j^l) \quad (2.28)$$

y con $\bullet = \rho, I, T, N$.

El posicionamiento relativo también puede ser estático o cinemático. El posicionamiento relativo estático es usado comúnmente para relevamientos y campañas geodésicas. Los tiempos requeridos para este método dependen de la longitud de la línea de base, el número de satélites a la vista, el número de frecuencias y la configuración geométrica de los satélites. La precisión está correlacionada con la longitud de la línea de base y es de 1 a 0.1 ppm para líneas de base de hasta algunos cientos de km e incluso mejor para aquellas más largas.

El posicionamiento relativo estático también incluye la implementación de técnicas rápidas de resolución de ambigüedades. Estas técnicas generalmente requieren utilizar combinaciones de código y fase en todas las frecuencias. Restringiendo el método para líneas de base hasta 20 km, se pueden obtener precisiones del orden del centímetro.

Los relevamientos cinemáticos son los más productivos en cuanto a la cantidad de puntos que pueden ser determinados en el menor tiempo posible. La técnica cinemática requiere que las ambigüedades sean resueltas antes de comenzar el relevamiento. La inicialización puede ser hecha en modo estático o en modo cinemático. Aunque las técnicas “al vuelo” (on-the-fly) permiten inicializar mientras el receptor está en movimiento, la resolución entera inicial puede ser alcanzada más rápidamente con el receptor estando estático. Receptores doble frecuencia requieren entre uno y dos minutos de acumular observaciones para líneas de base de hasta 20 km para resolver ambigüedades cinemáticamente. Luego de la inicialización, no debería perderse señal de los satélites o la inicialización debe hacerse de nuevo. Receptores de triple frecuencia permiten la resolución de las ambigüedades en forma instantánea, es decir, época por época. Igualmente, se recomienda obtener soluciones para varias épocas para mitigar el riesgo de una ambigüedad errónea.

El objetivo del posicionamiento relativo es reducir o mitigar las fuentes de error mediante diferencias de observaciones tomadas en diferentes estaciones en la misma época. Las mejores precisiones obtenidas con posicionamiento relativo son utilizando mediciones en fase. Originalmente, el posicionamiento relativo fue concebido para post-procesamiento, ya que no había otra alternativa debido a que no había órbitas ni relojes precisos disponibles en tiempo real o casi real. Por ello este método fue y aún es usado para relevamientos y geociencia. RTK es el posicionamiento relativo con FASE donde el receptor remoto recibe las observaciones de la base por link de radio y calcula en tiempo real las coordenadas del receptor. Es una técnica que se usaba ya en los 90 de manera industrial.

Si se transmiten las mediciones de fase en tiempo real desde la estación de base al receptor en movimiento, las ambigüedades pueden ser resueltas en tiempo real y estaríamos en el caso de RTK. La decorrelación de las fuentes de errores, como la atmósfera, limita el método a líneas de base de 20 km como máximo. El método wide-area RTK (WARTK) evita que los errores pierdan correlación rápidamente implementando el modelado ionosférico y aplicando las correcciones. De esta manera, la influencia ionosférica es reducida de manera significativa e incluso eliminada y se preserva la naturaleza entera de las ambigüedades. Esta última característica permite fijar ambigüedades wide-lane y narrow-lane (ver sección 2.1.1.5) y así obtener precisión subcentimétrica a pesar de que las líneas de base sean de hasta 400 km. Al igual que RTK, WARTK también lleva varios minutos antes que la solución converja usando receptores de doble frecuencia. Receptores de triple frecuencia permiten que las ambigüedades se resuelvan de manera inmediata con la técnica WARTK para líneas de base de hasta 400 km (Hernández-Pajares et al., 2004).

Como puede verse en la tabla 2.1, algunos aspectos de posicionamiento relativo no pueden ser alcanzados con ninguna otra técnica que pueda ser implementada en tiempo real. Su ventaja de que cancelen los errores de los relojes de los satélites hace que el método sea mucho más simple. De todas maneras, si no se usa WARTK, donde la cercanía a una estación de referencia no es crítica, el posicionamiento relativo no siempre es el indicado. La independencia a una estación de referencia cercana junto con el ancho de banda requerido para la transmisión de las observaciones y la propagación de errores debido a la

Posicionamiento relativo	Posicionamiento absoluto o puntual
✓ error reloj satélite	✗ error reloj satélite
✗ Cerca a una estación	✓ Independiente
✗ ancho de banda	✓ ancho de banda
✓ términos modelados	✗ términos modelados
✓ Precisión	✗ Precisión
✗ Propagación errores	✓ Propagación errores

Tabla 2.1. Posicionamiento Relativo vs. Posicionamiento Puntual Preciso: ventajas y desventajas.

combinación de mediciones, ha hecho que PPP se convierta en una técnica cada vez más interesante durante las dos últimas décadas. Su principal desventaja es la necesidad de obtener constantemente las correcciones de reloj y órbitas de los satélites.

2.1.1.5. Combinaciones de observables

A partir de las observaciones básicas que describimos en la sección 2.1.1.2:

$$\begin{aligned}
 P_i &\approx \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} + I_{i,rec}^{sat} + K_{i,rec} + K_i^{sat} \quad y \\
 L_i &\approx \rho + c(t_r(rec) - t^s(sat)) + T_{rec}^{sat} - I_{i,rec}^{sat} + k_{i,rec} + k_i^{sat} + \lambda_i N_{i,rec}^{sat} + \lambda_i w_{i,rec}^{sat},
 \end{aligned} \tag{2.29}$$

las siguientes combinaciones pueden ser definidas:

Combinación Libre de Ionósfera: Ésta remueve el primer orden del efecto ionosférico, el cual depende de la inversa de la frecuencia al cuadrado ($\alpha_i \propto \frac{1}{f_i^2}$):

$$\varphi_c = \frac{f_1^2 \varphi_1 - f_2^2 \varphi_2}{f_1^2 - f_2^2} \quad y \quad P_c = \frac{f_1^2 P_1 - f_2^2 P_2}{f_1^2 - f_2^2}. \tag{2.30}$$

Combinación Libre de Geometría o Combinación Ionosférica: Esta combinación cancela la componente geométrica de la observación, dejando todos los términos dependientes de la frecuencia: refracción ionosférica, retardos instrumentales, wind up. Puede ser utilizada para estimar la cantidad de electrones en la ionósfera o para detectar saltos de ciclo en la fase. Nótese el cambio en el orden de los términos en φ_I y P_I :

$$\varphi_I = \varphi_1 - \varphi_2 \quad y \quad P_I = P_2 - P_1. \tag{2.31}$$

Combinación Wide-lane: Esta combinación es usada para crear una observación con una longitud de onda larga. Esta longitud de onda larga es usada para detectar saltos de ciclo y fijar ambigüedades. Se pueden calcular como:

$$\varphi_W = \frac{f_1 \varphi_1 - f_2 \varphi_2}{f_1 - f_2} \quad y \quad P_W = \frac{f_1 P_1 - f_2 P_2}{f_1 - f_2}. \tag{2.32}$$

Combinación Narrow-lane: Estas combinaciones son usadas para crear observaciones con una longitud de onda pequeña y tiene la ventaja que tiene menor ruido que cada componente por separado. Se calculan como:

$$\varphi_N = \frac{f_1\varphi_1 + f_2\varphi_2}{f_1 + f_2} \quad \text{y} \quad P_N = \frac{f_1P_1 + f_2P_2}{f_1 + f_2}. \quad (2.33)$$

donde φ_n y P_n tienen la misma dependencia con la ionósfera, la cual es aprovechada por la combinación Melbourne-Wübbena para eliminar la refracción ionosférica, como será visto en la combinación libre de geometría y libre de ionosfera o de Melbourne-Wübbena (sec. 2.1.1.6).

Combinación Melbourne-Wübbena: Esta combinación juega un rol fundamental en el esquema clásico de resolución de ambigüedades, ya que su longitud de onda es cuatro veces λ_1 y se calcula como la diferencia entre la Wide-lane en fase (L_W , en metros) y la Narrow-lane en código:

$$MW = L_W - P_N. \quad (2.34)$$

2.1.1.6. Resolución de Ambigüedades

Cuando se enciende un receptor y mientras dure el seguimiento de la señal, el contador de ciclos de la portadora se incrementa en uno cada vez que la fase cambie de 2π a 0. Por ende, en una determinada época, la fase acumulada observada $\Delta\phi$ es la suma de la parte fraccional ϕ y el entero N . El número inicial N de ciclos entre el satélite y el receptor es desconocido. Esta ambigüedad N permanece constante, lo cual también se asume para los retrasos instrumentales de fase, mientras no haya pérdida de señal. Si esto ocurriera, el contador entero es reinicializado, lo que causa un salto entero de ciclos en la fase instantánea acumulada. La ambigüedad inherente a la fase depende tanto del receptor y como del satélite. No hay dependencia con el tiempo mientras la señal no se pierda. Cuando una ambigüedad se logra determinar como un número entero, entonces se dice que fue resuelta o fijada. En general, la fijación de ambigüedades mejora la solución de la línea de base. Por ejemplo, para soluciones con ambigüedades enteras, la exactitud de las componentes de la línea de base puede ser del orden de un centímetro, dependiendo del tipo de procesamiento que se realiza. Para algunas aplicaciones, sin embargo, puede alcanzar con soluciones para la ambigüedad no enteras que son llamadas flotantes, siendo éstas ahora números reales.

Tanto para el posicionamiento relativo como para el posicionamiento absoluto, las ambigüedades deben ser introducidas como parámetros a ser determinados en las ecuaciones de la navegación. El uso de dobles diferencias para las fases es muy conveniente ya que se consigue una separación efectiva de las ambigüedades enteras del reloj del receptor, ya que este último fue eliminado.

Haciendo uso de diferentes combinaciones de observables, TOMION v2 introduce algunas posibilidades para resolver las ambigüedades. Para pseudo-distancias en fase no

diferenciadas podemos obtener de:

- Combinación Libre de Ionósfera:

$$B_c = k_c + \lambda_N(N_1 + \frac{\lambda_W}{\lambda_2}N_W); \quad (2.35)$$

- Combinación Libre de Geometría:

$$B_I = k_I + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 = B_1 - B_2; \quad (2.36)$$

- Combinación Libre de Geometría y de Ionósfera, la combinación Melbourne-Wübbena:

$$B_{MW} = \lambda_W(N_1 - N_2) + k_W - K_N; \quad (2.37)$$

donde: $\lambda_\bullet$ es la longitud de onda para las frecuencias o combinaciones $\bullet$ (es decir $\bullet = 1, 2, N, W$); $N_\bullet$ es la ambigüedad entera para la frecuencias o combinaciones $\bullet$; $B_\bullet$ es la ambigüedad flotante para la frecuencia o combinación $\bullet$, i.e. el *sesgo* total ¹; y $k_\bullet$ es el retardo instrumental de la fase para la frecuencia o combinación $\bullet$. Por ejemplo:

$$k_c = \frac{f_1^2(k_{1,rec} + k_1^{sat}) - f_2^2(k_{2,rec} + k_2^{sat})}{f_1^2 - f_2^2}. \quad (2.38)$$

Ahora, en un sistema de 2 ecuaciones (2.36 y 2.37) por 2 incógnitas tenemos nuestro objetivo que son las ambigüedades enteras N_1 y N_2 . Calculando la combinación Melbourne-Wübbena y la combinación libre de geometría, podemos obtener las incógnitas N_1 y N_2 de este simple sistema e introducirlas en la combinación libre de ionósfera, que es la que usamos en PPP. Como ahora no serán un parámetro de las ecuaciones de navegación, la convergencia del filtro de Kalman será considerablemente más rápida y los resultados en los otros parámetros serán más precisos y exactos. Asimismo, un procedimiento análogo puede ser hecho introduciendo las ambigüedades enteras N_1 y N_2 en la la combinación libre de geometría y usar el filtro para estudiar el retraso inosférico. Esta técnica puede ser explotada en TOMION v2, aunque requiere de conocimientos en el tema por parte del usuario.

2.1.1.7. Detección de saltos de ciclo

En TOMION v2, la detección de saltos de ciclo es realizada por medio de la combinación libre de geometría (φ_I). Este procedimiento involucra calcular la diferencia de dos épocas consecutivas de la combinación dos veces. Es decir,

$$L_I^2 = L_I(t+1) - L_I(t) - [L_I(t) - L_I(t-1)] = L_I(t+1) - 2L_I(t) + L_I(t-1) \quad (2.39)$$

¹Notar que B_{MW} (ambigüedad y retrasos instrumentales correspondientes a la combinación widelane de fase menos la narrow-lane de código) es diferente a B_W (ambigüedad y retrasos instrumentales correspondientes a la combinación widelane de fase).

donde los superíndices indican el orden de la diferencia y los subíndices la época de observación. Con esto se obtiene la derivada segunda del efecto ionosférico, que debe dar cercano a cero en épocas cercanas entre sí. Entonces si esta combinación no da cero es muy probable que se deba a un salto de ciclo. Nótese que como es la segunda derivada, cualquier irregularidad en los datos, será amplificada, y por lo tanto, magnificará el salto haciendo la detección más simple. Existen una serie de casos patológicos donde el salto en L_1 es proporcional al salto en L_2 (por una constante igual a $154/120$ en el caso de señales GPS) que haría cero el sesgo en L_I y el procedimiento no detectaría ningún salto o anomalía. Por lo tanto, para prevenir, el caso que la detección con L_I fallara, se realiza un segundo control con la combinación MW .

Haciendo la diferencia en tiempo de la combinación de Melbourne-Wübbena:

$$MW^1 = B_W(t+1) - B_W(t) - [K_n(t+1) - K_n(t)]. \quad (2.40)$$

Esto implica que un cambio entre dos épocas de la combinación MW corresponde al cambio respectivo en la ambigüedad *wide lane* B_W y el correspondiente para K_n , el retardo instrumental en la *Narrow Lane*. Debido a que los retardos instrumentales no cambian entre dos épocas consecutivas, MW^1 es estrictamente el cambio en B_W . Ahora, tenemos que $B_W = \lambda_W N_W$, y $N_W = N_1 - N_2$. Si δ denota diferencia simple en tiempo, entonces:

$$\delta B_{MW} = \delta N_1 - \delta N_2 \quad (2.41)$$

Por lo tanto, si el sesgo es tal que L_I no lo refleja entonces el salto puede ser visto mediante la ecuación 2.41, la cual nunca es igual a cero. Aunque esta última combinación aparenta ser la más apropiada porque es la que tiene la longitud de onda más larga, involucra trabajar con el código que es mucho más ruidoso y afectado por el multicamino que la fase. Un tercer chequeo que se puede hacer con la diferencia en tiempo es la doble diferencia del *profit* de la combinación libre de ionósfera.

2.1.2. Modelado Troposférico

El efecto de la atmósfera neutra en las señales GPS proviene de dos capas: la estratósfera y la tropósfera, y el efecto de ambas ha sido denominado por geodestas e investigadores en el área de la telemetría satelital como *efecto troposférico*. Cuando las señales de radio atraviesan la atmósfera terrestre, son afectadas de manera significativa por las variaciones del índice de refracción de la tropósfera. Al ser éste mayor que la unidad, causa un retardo extra en el camino desde el satélite hasta el receptor. Además de la refractividad de la trayectoria (la diferencia entre el índice de refracción del medio de propagación y su valor en el vacío) el retardo de la trayectoria geométrica (bending, la curvatura por refracción de la trayectoria respecto de una línea recta) también contribuye significativamente al retardo. Es decir que son dos efectos que se suman. Aunque el segundo efecto es más pequeño que el primero, a ángulos bajos de elevación del satélite puede significar un sesgo importante. El

efecto total, de cualquier manera, es proporcional a la densidad de la atmósfera y, por tanto, es menor a mayores altitudes. La combinación de estos dos efectos es llamado *Retardo troposférico por refracción de la propagación*. La refractividad a menudo se estima mediante datos meteorológicos registrados en la estación receptora. La validez de este enfoque depende del supuesto de que la refractividad a cualquier altura por encima de la estación y, por lo tanto, el retardo cenital integrado, puede ser expresada en función de la presión, temperatura y la humedad en la estación.

El índice de refracción de un medio n , es definido como el cociente entre la velocidad de propagación de la onda EM en el vacío c , y la velocidad del medio v :

$$v = \frac{c}{n}. \quad (2.42)$$

Como un paquete de ondas EM en la atmósfera se propaga apenas un poco más despacio que en el vacío (velocidad de grupo), es decir que v no se aparta mucho de c , entonces el índice de refracción es un número pequeño, y es conveniente escribirlo en términos de la refractividad N :

$$N = 10^6(n - 1). \quad (2.43)$$

La diferencia de tiempo de viaje entre una onda que viaja por un medio con velocidad v y una que viaja en un medio con la velocidad c se puede calcular como:

$$\tau = t - t' = \int_S \frac{1}{v} dS - \int_{S'} \frac{1}{c} dS', \quad (2.44)$$

donde con S denotamos el camino real que recorre el rayo y con S' el que recorrería si viajara con la velocidad de la luz en el vacío.

De la ecuación 2.42 y sabiendo $\Delta\rho = c\tau$,

$$\Delta\rho = \int_{S'} (n - 1) dS' + \left[\int_S n dS - \int_{S'} n dS' \right], \quad (2.45)$$

donde el primer término del miembro derecho describe el retardo que sufre la señal por el cambio en el medio, mientras que en el segundo se nota el retardo por la discrepancia del camino de aquel recto, es decir, por la curvatura del rayo.

Reemplazando la ecuación 2.43, en la 2.45, despreciando el error por la curvatura del rayo, el retardo troposférico T_{rec}^{sat} de la ecuación 2.1, se puede expresar como:

$$\Delta\rho_{trop} = T_{rec}^{sat} = 10^{-6} \int_S N_h dS + 10^{-6} \int_S N_w dS. \quad (2.46)$$

El retardo troposférico es comúnmente representado en términos del retardo calculado en dirección cenital (ZTD, por sus siglas en inglés *Zenith Tropospheric Delay*), por lo tanto, resulta una combinación del retardo troposférico hidrostático cenital (ZHD, por sus siglas en inglés *Zenith Hydrostatic Delay*) y troposférico húmedo cenital (ZWD, por sus siglas en

Figura 2.6. Trayectoria del rayo S y trayectoria en el vacío S' .

inglés *Zenith Wet Delay*), como

$$ZTD = ZHD + ZWD \quad (2.47)$$

El retardo troposférico es uno de las mayores fuentes de error en el análisis de técnicas geodésicas espaciales que operan en las frecuencias de las microondas, tal como los GNSS. Un gran esfuerzo ha sido puesto durante los últimos 20 a 25 años para obtener un modelo lo suficientemente exacto para este efecto de retardo en la señal, mayormente para poder decorrelarlo con las coordenadas del receptor, especialmente la vertical (Weinbach and Schön, 2015).

La refractividad a lo largo del camino del rayo no se puede medir fácilmente, por lo cual el retardo se debe calcular o estimar para todo el trayecto. El retardo, como dijimos anteriormente se suele dividir en dos componentes, por fines prácticos, que han sido denominadas componentes hidrostática y húmeda del retardo. Cada componente es modelada como el producto entre el retardo cenital hidrostático y húmedo respectivamente, y un factor geométrico, la función de mapeo, la cual describe la dependencia del ángulo de elevación con el retardo. Por cuestiones prácticas se suele asumir que existe simetría acimutal, entonces si ϵ es el ángulo de elevación tenemos:

$$T_{rec}^{sat} = ZHD m_d(\epsilon) + ZWD m_w(\epsilon), \quad (2.48)$$

donde d y w las componentes secas y húmedas y m la función de mapeo. Notar que existe una ligera diferencia entre el término hidrostático y seco. El primero implica que los gases están en equilibrio hidrostático mientras que el segundo significa todos los gases excepto el vapor de agua. Pero no todo el vapor de agua no está en desequilibrio hidrostático. Sin embargo, solo hay una pequeña cantidad de gases que no están en equilibrio hidrostático y, al mismo tiempo, no son vapor de agua. Dado que esta cantidad no es significativa, está bien aceptado en el campo que los términos hidrostático y seco se usan indistintamente.

2.1.2.1. Retardo Hidrostático Cenital

Saastamoinen (1972) demostró que el retardo en la dirección cenital debido a los constituyentes atmosféricos en equilibrio hidrostático puede ser determinado con precisión a partir de mediciones de presión en superficie y haciendo correcciones por latitud y altura por encima del nivel del mar del sitio en el cual se hacen las observaciones. Su fórmula (o la de Davis et al. (1985), un poco más precisa) provee el retardo hidrostático cenital con una exactitud mejor a 1 mm en condiciones de equilibrio hidrostático:

$$ZHD = 10^{-6} K_1 R_d \int_H^{\infty} \sigma dz, \quad (2.49)$$

que no es más que la integración del primer término de la ecuación 1.13. Si introducimos la ecuación de equilibrio hidrostático: $dP = -\sigma g dz$, se obtiene:

$$\int_H^{\infty} \sigma dz = - \int_{P_s}^0 \frac{1}{g} dP = \frac{P_s}{g_m}, \quad (2.50)$$

$$ZHD = 10^{-6} K_1 R_d \frac{P_s}{g_m}. \quad (2.51)$$

La presión local superficial instantánea puede conocerse de mediciones de barómetros, o puede aproximarse con una grilla a partir de modelos numéricos de clima (numerical weather model, NWM) o a partir de modelos empíricos, que aproximan la variabilidad espacial y temporal.

2.1.2.2. Retardo Húmedo Cenital

Davis et al. (1985) derivó el retardo húmedo cenital a partir de la refractividad de los gases que no pueden ser modelados en equilibrio hidrostático como:

$$ZWD = 10^{-6} \int_H^{\infty} \left[K'_2 \frac{e}{T} + K_3 \frac{e}{T^2} \right] Z_w^{-1} dz, \quad (2.52)$$

que son la integración del segundo término de la ecuación 1.13. Un poco después Askne and Nordius (1987) sugirieron introducir:

$$T_m = \frac{\int_H^{\infty} \frac{e}{T} dz}{\int_H^{\infty} \frac{e}{T^2} dz} \quad y \quad e = e_s \frac{p}{p_s}^{\Lambda+1} \quad (2.53)$$

para derivar la siguiente fórmula cerrada:

$$ZWD = 10^{-6} \left[K'_2 + \frac{K_3}{T_m} \right] \frac{R_d}{(\Lambda + 1)g_m} e_s. \quad (2.54)$$

Las constantes $K'_2 = K_2 - K_1(R_d/R_w)$ y K_3 son determinadas empíricamente y expresadas en la tabla 2.2. R_d es la constante del gas específico para los componentes secos y

R_w para los húmedos ², la aceleración de la gravedad del centro de masa de la columna vertical de aire g_m , puede ser calculada en función de la latitud y de la altura ortométrica de la estación. La presión parcial de vapor de agua a nivel medio del mar es indicada como e_s y T_m es la temperatura media pesada a la altura H a lo largo de la vertical.

value of K	Unit of Measure
$k_1 = 77.604 \pm 0.014$	$K/mbar$
$k_2 = 64.79 \pm 0.08$	$K/mbar$
$k_3 = (3.776 \pm 0.004) \times 10^5$	$K^2/mbar$

Tabla 2.2. Constantes para la fórmula de la refractividad. Sacadas de Thayer (1974).

Básicamente, para usar la ecuación 2.54 para la determinación del retardo húmedo cenital, necesitamos la presión parcial de vapor de agua en el sitio, la temperatura media pesada y el factor de decaimiento del vapor de agua Λ . Mientras T_m puede ser derivada de una fórmula que depende de solo dos parámetros ($T_m(\Lambda, \alpha)$), donde α es la tasa de cambio de la temperatura que ocurre en una parcela de aire que asciende o desciende, la derivación de Λ evade un tratamiento directo porque queda definido implícitamente por la presión parcial de vapor de agua que es altamente variable con la altura.

2.1.2.3. Funciones de Mapeo Troposféricas

Las funciones de mapeo troposféricas no varían simplemente como una cosecante de la elevación ϵ , lo cual sería lo natural para un medio refractivo de planos paralelos, debido a la curvatura de la atmósfera. Por lo tanto, las funciones de mapeo son una medida de cuál es el espesor de la atmósfera en relación al radio de la tierra. Una amplia variedad de funciones de mapeo han sido utilizadas en el pasado, por ejemplo las funciones de mapeo de Niell (Niell Mapping Functions, NMF (Niell, 1996)) y la función de mapeo global (Global Mapping Functions, GMF (Böhm et al., 2006)) son funciones de mapeo empíricas o ciegas que solo necesitan como dato de entrada el día del cálculo y las coordenadas aproximadas de la estación, derivadas de observaciones en algunos pocos puntos y extrapoladas a todo el globo terrestre. Además del abordaje climatológico, existen otras como las funciones de mapeo isobáricas (Isobaric Mapping Functions, IMF (Improved Mapping Functions, (Niell, 2000)) y las funciones de mapeo de Viena (Vienna Mapping Functions 1, VMF1 (Böhm and Schuh, 2004)), las cuales tienen en consideración la refractividad local obtenidas NWM en la época de observación. Por lo tanto, estas últimas son enfoques más precisos que las primeras, pero requieren más cálculos y por ende mayor tiempo computacional, lo cual puede no ser viable para ciertas aplicaciones, por ejemplo para posicionamiento en tiempo real o simplemente puede no ser de interés para aplicaciones que no requieran de dicha precisión.

²El término húmedo incluye todo lo que no sea modelado por la ecuación de equilibrio hidrostático.

Existen otras numerosas funciones de mapeo presentes en la literatura, como por ejemplo Chao (1972); Ifadis (1986); Niell (2000), pero en este trabajo detallaremos las que están implementadas en el programa TOMION v2 (NMF y VMF₁), una de ellas (VMF₁), parte de las nuevas contribuciones hechas al programa en el curso de esta tesis.

2.1.2.3.1. Funciones de Mapeo de Niell La fuerte dependencia de la mejor función de mapeo que existía en los '90 con la presión superficial (Herring, 1992), llevó a Niell a desarrollar las Nuevas Funciones de Mapeo NMF (ahora llamada función de mapeo de Niell). Niell desarrolló expresiones para calcular la relación entre la dirección satélite receptor de los retardos hidrostáticos y húmedos y sus correspondientes retardos cenitales para ondas de frecuencia de radio a elevaciones hasta 3°. La forma que toman estas funciones de mapeo es la fracción continua de Marini (1972) con tres constantes pero normalizadas tal que sean igual a la unidad en el cenit, como lo describió Herring (1992):

$$m(\epsilon) = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\text{sen}(\epsilon) + \frac{\frac{b}{\text{sen}(\epsilon) + c}}{\text{sen}(\epsilon) + c}}. \quad (2.55)$$

donde el factor en el denominador asegura que la función sea uno en la dirección cenital. Los coeficientes a , b y c de la representación en fracción continua de la función de mapeo hidrostática dependen de la latitud y de la altura sobre el nivel del mar del sitio en el que se estén realizando las observaciones y el día del año; mientras que la húmeda depende sólo de la latitud del sitio. Por ende, pueden ser aplicada con facilidad sin tener sensores meteorológicos a disposición, lo cual es a menudo el caso de las estaciones GNSS.

Al igual que Davis et al. (1985) and Herring (1992), Niell utilizó observaciones de radiosondas para determinar los coeficientes a , b y c , de la forma de fracciones continuas en la ecuación 2.55. Se calcularon trazados de rayos para nueve elevaciones diferentes desde 3° hasta 90° para cada uno de los nueve conjuntos de perfiles de temperatura y humedad relativa con los que contaba para obtener los retardos hidrostáticos y húmedos. Un ajuste por mínimos cuadrados a los valores en cada una de las elevaciones se realiza para cada uno de los coeficientes a , b y c y para cada uno de los perfiles.

Niell también descubrió que la variabilidad temporal de la función de mapeo hidrostática para los cuatro sitios que estaba estudiando era sinusoidal considerando la dispersión de los datos. El período de esta variación lo encontró de 365.25 días y el máximo/mínimo el 28 de enero cuando todos los datos eran ajustados en conjunto, por lo cual decidió adoptarlo como la fase de la función de mapeo. Usó datos de atmósfera estándar en varias latitudes sobre el ecuador para determinar las funciones de mapeo hidrostáticas y húmedas hasta una elevación de 3°. Como no tenía en el momento datos del hemisferio sur disponibles, entonces la inversión de las estaciones de año las tuvo en cuenta simplemente agregando medio año a la fase para latitudes del sur.

Para la función de mapeo hidrostática el parámetro x en la latitud tabulada φ_i con resolución de 15° , en el tiempo t desde enero 0.0 (días UT) es calculada como:

$$x(\varphi_i, t) = x_{avr}(\varphi_i) + x_{amp}(\varphi_i) \cos \left(\frac{2\pi(t - T_0)}{365.25} \right), \quad (2.56)$$

donde x puede tomarse como a , b or c y T_0 es la fase adoptada, DOY (Day Of Year) 28, como se describió más arriba. El valor de $x(\varphi, t)$ es obtenido interpolando linealmente entre el par más cercano $x(\varphi_i, t)$. Para la función de mapeo húmeda, solo es necesaria una interpolación en latitud para cada parámetro (i.e. $x_{amp}^{wet} = 0$) también en latitud tabulada con resolución de 15° , lo cual significa que no hay variación temporal para un punto fijo.

Además de la dependencia con la latitud y la estación del año debido a la variable iluminación del sol, la función de mapeo hidrostática de Niell también depende de la altura por encima del geoide de la estación debido a que la relación entre el espesor atmosférico y el radio de curvatura de la tierra decrece con la altura. Esto no aplica para la función de mapeo húmeda, ya que el vapor de agua no está en equilibrio hidrostático y su distribución con la altura no es predecible desde la altura de la estación.

La corrección por altura es entonces:

$$\Delta m(\epsilon) = \frac{dm(\epsilon)}{dh} H, \quad (2.57)$$

donde H es la altura de la estación por sobre el nivel del mar en kilómetros.

Comparando las funciones de mapeo calculadas a partir de perfiles de radiosondas para estaciones a latitudes entre 43°S y 75°N , la función de mapeo hidrostática de Niell se encuentra en el mismo rango de exactitud y de comparable precisión con las funciones de mapeo utilizadas hasta aquel momento (Niell, 1996), que eran parametrizadas en términos de datos meteorológicos locales. Además, cuando las NMFs son usadas en interferometría de muy larga base (very long baseline interferometry, VLBI), las longitudes de las líneas de base estimadas se modifican en menos de 5 milímetros cuando el ángulo de elevación mínimo es reducido de 12° a 3° (Böhm and Schuh, 2013).

La independencia de esta función de mapeo de los datos meteorológicos, al mismo tiempo que mantener la precisión y la exactitud de aquellas que sí los requieren, la hicieron particularmente valiosa para las situaciones donde los datos meteorológicos no están disponibles.

2.1.2.3.2. Funciones de Mapeo de Viena La idea principal de las funciones de mapeo de Viena (Vienna Mapping Functions, VMF (Böhm and Schuh, 2004)) es usar directamente el método de *raytracing* a través de los niveles de presión de modelos numéricos de clima (NWM). En este caso el que se utiliza es el del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Plazo Medio (ECMWF, por sus siglas en inglés -European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-). El método de *raytracing* se basa en derivar el retraso en la señal a lo largo del camino suponiendo una propagación de la señal en un medio esfero-paralelo y

utilizando la ley de Snell.

La misma forma en fracciones continuas de la ecuación 2.55 que se utiliza en NMF, es usada nuevamente tanto para la componente hidrostática como para la húmeda de VMF. En esta función ahora se presentan dos metodologías diferentes para obtener los coeficientes a , b y c de las fracciones continuas. Por un lado, el enfoque riguroso que lleva tiempo computacional y suma complejidad en la implementación, y por otro, el enfoque rápido que solo necesita que se calcule un *raytrace* por época y por sitio. Los parámetros de entrada para el programa de *raytracing* son el ángulo inicial de elevación ϵ_0 y los valores de altura, temperatura y presión de vapor de agua a 15 niveles de presión distintos. La salida del programa provee el ángulo ϵ de salida y los coeficientes de las funciones de mapeo hidrostática y húmeda. Los autores brindan los códigos para realizar los cálculos necesarios en el repositorio de VMF de la Universidad de Viena (<http://vmf.geo.tuwien.ac.at>).

En la determinación rigurosa de los coeficientes, para cada sitio y para cada época donde los datos de presión en todos los niveles de ECMWF estén disponibles, por ejemplo cada seis horas, las funciones de mapeo hidrostática y húmeda así como también los ángulos de elevación de salida son determinados por el método de raytracing a través de los niveles de presión en diez diferentes ángulos de elevación inicial (90° , 70° , 50° , 30° , 20° , 15° , 10° , 7° , 5° , 3.3°). Luego, los coeficientes a , b , y c para las formas de fracciones continuas para las funciones de mapeo hidrostática y húmeda son estimadas por mínimos cuadrados. Los autores mostraron que tres coeficientes eran suficientes para mapear los retardos cenitales hasta 3° de elevación. Por lo tanto, en cada sitio, una serie de seis parámetros (a_h , b_h , c_h , a_w , b_w , c_w) existen con una resolución de seis horas.

Aunque hoy en día las computadoras son muy rápidas, el método de raytracing es aún lento y pesado si se tiene que hacer para varios lugares al mismo tiempo, cuatro veces por día, y diez veces por lugar. Por esta razón, los autores desarrollaron una versión rápida del método que conlleva a resultados similares para las funciones de mapeo. En vez de llevar a cabo el *raytracing* para diez ángulos de elevación diferentes, se calcula solo para uno inicial de 3.3° . Esto hace que se obtenga un valor para las funciones de mapeo hidrostática, uno para la húmeda y un ángulo de salida ($\sim 3^\circ$). Entonces, si para los coeficientes b y c se usan fórmulas predefinidas, los coeficientes a pueden ser calculados simplemente invirtiendo la fórmula de fracciones continuas (ec. 2.55). Para la función de mapeo hidrostática, los coeficientes b_h y c_h son tomados de la parte hidrostática de la IMF. Si φ es la latitud geodésica, los coeficientes son determinados por:

$$b_h = 0.002905; \quad (2.58) \quad b_w = 0.00146; \quad (2.60)$$

$$c_h = 0.0634 + 0.0014\cos(2\varphi); \quad (2.59) \quad c_w = 0.04391. \quad (2.61)$$

Además, para esta versión rápida es necesario aplicar una corrección por altura al coeficiente a_h para referirlo a la altura cero (Niell, 1996). La ventaja es que la interpolación espacial genera mejores resultados cuando todos los puntos de la grilla están referidos a altura cero.

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 necesarios para el cálculo del coeficiente c en la ecuación 2.62 de la función de mapeo hidrostática (ec. 2.55).

En 2006, Boehm et al. (2006) revisaron las ecuaciones y estimaron nuevamente los coeficientes b_h, c_h, b_w y c_w y a la VMF actualizada la llamaron VMF1. El principio de VMF1, que es igual que VMF(rápida), el cual es usar los mejores coeficientes b y c disponibles y determinar los valores de las funciones de mapeo para elevaciones iniciales de 3.3° mediante raytracing y derivar los valores de a mediante la inversión de la ecuación 2.55. Entonces determinaron que c_h sea calculado como:

$$c_h = c_0 + \left[\left(\cos \left(\frac{doy - 28}{365.25} 2\pi + \Psi \right) + 1 \right) \frac{c_{11}}{2} + c_{10} \right] * (1 - \cos(\varphi)) \quad (2.62)$$

donde los coeficientes se detallan en la tabla 2.3.

A diferencia de las funciones de mapeo previas basadas en datos de NWM, como la IMF, y a diferencia de VMF, el nuevo coeficiente c_h depende del día del año, y a diferencia de NMF, ya no son simétrico con respecto al ecuador (fuera de la fase opuesta para los dos hemisferios). Los autores muestran que comparada con VMF, esto causa un efecto en la altura de la estación que es constante y de hasta 2 mm en el ecuador y varía estacionalmente entre 0 mm y 4 mm en los polos.

Resumiendo las secciones anteriores, en la tabla 2.4 se da un esquema de los parámetros de entrada para NMF, VMF y VMF1, en sus dos enfoques. Por un lado, hemos explicado que mientras NMF es relativamente fácil de implementar no puede decirse lo mismo para VMF en la determinación rigurosa ni en la versión rápida. Si bien el enfoque rápido es menos trabajoso que el riguroso, aún requiere conocimiento de perfiles verticales de parámetros atmosféricos en el momento de la observación.

2.1.2.3.2.1. VMF1-sitio Debido a que usualmente en aplicaciones de alta precisión geodésica se suelen utilizar receptores de las estaciones permanentes de la red de IGS, los coeficientes de las funciones de mapeo de la ecuación 2.55 han sido calculados para todas las estaciones IGS (y VLBI), y se dan de manera pública en el mismo repositorio de VMF de TU-WIEN (<http://vmf.geo.tuwien.ac.at>) donde están disponibles los códigos para VMF1, pero para cualquier otro sitio, el usuario debería calcular los coeficientes con el programa de raytracing, el que brindan los mismos autores o algún otro que quiera, para así obtener los mejores resultados posibles. Las recomendaciones de los autores son que se usen los productos específicos para cada estación en vez de interpolar la grilla (como se explica en la siguiente sección). Estos parámetros están calculados usando la metodología de VMF1(rápida), usando la altura de la estación y por lo tanto son considerados de alta

	NMF	VMF (rápida)	VMF (rigurosa)	VMF1 (rápida)
Hid.		a raytraced (para un solo ϵ_0), H , b (2.58) y c (2.59)	a , b y c raytraced (para 10 dif. ϵ_0)	a raytraced (para un solo ϵ_0), H , b (2.58) y c (2.62)
Húm.	φ	a raytraced (para un solo ϵ_0), H , b (2.60) y c (2.61)	a , b y c raytraced (para 10 dif. ϵ_0)	a raytraced (para un solo ϵ_0), H , b (2.60) y c (2.61)
C. Altura.	Sí (en Hid.)	Sí (en Hid.)	No	Sí (en Hid.)

Tabla 2.4. Parámetros de entrada para funciones de mapeo hidrostática y húmeda NMF y VMF (versión rápida y rigurosa) y VMF1. Adaptada de: Böhm and Schuh (2004) y de Boehm et al. (2006).

calidad, ya que no se le aplica ninguna interpolación en altura.

La “VMF1-sitio”, la cual ha sido implementada también en TOMION v2 pero ya en el curso de esta tesis, incluye, además de los coeficientes a_h y a_w , los retardos hidrostáticos y húmedos cenitales, la temperatura media vertical (en grados Kelvin), presión superficial, temperatura y presión de vapor de agua. Los datos “site VMF1” fueron generados a partir de ECMWF NWM con una resolución de 0.25 grados.

2.1.2.3.2.2. VMF1 Grillada Como se mencionó antes, tanto la implementación de VMF1 rigurosa como la rápida es costosa y no es viable para la mayoría de las aplicaciones. Aunque los coeficientes de las funciones de mapeo así como también las componentes hidrostáticas y húmedas están disponibles para casi todas las estaciones IGS y VLBI desde 2004 y 1979, respectivamente (<https://vmf.geo.tuwien.ac.at>), esta dependencia con el sitio representa una limitación para VMF1. No puede ser usada para procesamiento GPS anterior al 2004 ni para ninguna estación que no esté incluida en la lista de estaciones de IGS o de VLBI. Para compensar esta deficiencia, en junio de 2006 (Boehm et al., 2006), publicó una grilla global de $2.0^\circ \times 2.5^\circ$ que comienza en el año 1994. Aquí, para aplicaciones con menos requerimientos de precisión, se realizó un ajuste a una representación en armónicos esféricos de los coeficientes de la VMF1 y se disponen en esta grilla, la cual está disponible en la misma web y no depende de ningún dato de entrada externo. Esta grilla facilita enormemente la implementación y la utilización de VMF1, aunque el compromiso es que será menos precisa, especialmente debido a la interpolación en altura que debe hacerse cuando se usan los productos de la grilla. La recomendación entonces es que siempre que se pueda, que no se interpole de la grilla.

Los datos grillados VMF1, que también son generados a partir de ECMWF NWM, pero con $2.0^\circ \times 2.5^\circ$ grados de resolución, solo incluyen los coeficientes y los retardos hidrostáticos y húmedos cenitales. Son dados para cuatro épocas diarias (0 h, 6 h, 12 h, 18 h UT) y consistentes con los archivos de a_h , a_w , z_h y z_w . Al igual que para los inherentes al sitio, estos archivos vienen comprimidos y agrupados en formato gz.tar y están disponibles para las mismas épocas que VMF1, en la misma dirección web, para años anteriores y hasta

el día anterior a la fecha. Usualmente, se suben a la página a las 22 hs UT de cada día.

Como el coeficiente a_h está referido a elevación cero, se necesita otra subrutina, (*vmf1_ht*) que incorpora la corrección en altura de los coeficientes. Además, como los retardos cenitales están referidos a alturas medias de la grilla, se necesita también una grilla con estas alturas que se proporciona en *orography_ell*. Este archivo con alturas medias, junto con las subrutinas para el sitio o para las grillas interpoladas se encuentran también en la web VMF1.

2.1.3. Funciones de mapeo troposféricas en TOMION v2

El programa provee la opción de proyectar o de mapear el ZTD con dos funciones de mapeo diferentes: Niell Mapping Functions (NMF) y Vienna Mapping Functions 1 (Boehm et al., 2006), en sus dos presentaciones, grillada o “VMF1-sitio”. Para la implementación de NMF, el ZHD a priori es calculado usando las fórmulas de Saastamoinen (1972) y el retardo troposférico húmedo a priori (Zenith Wet Delay Zero, ZWD_0) es constante e igual a 10 centímetros. Cada una de estas cantidades es multiplicada por la función de mapeo NMF hidrostática y húmeda, respectivamente. Luego, la suma de estas componentes constituye el ZTD a priori para el filtro y para el prefit, y lo que se calculará será un retardo residual que se lo considerará húmedo en su totalidad. Si quisiera recuperarse el ZWD, debería sumarse el ZWD_0 .

La otra opción que ofrece el programa es hacer uso de la ya mencionada VMF1, en sus dos versiones. La versión grillada, la cual ofrece un buen compromiso entre el costo computacional y la complejidad; o para procesamientos en los que se requiera mayor exactitud, la versión en la que se utilizan coeficientes específicos para el sitio. Para esta última, sólo están disponibles los coeficientes para las estaciones pertenecientes a la red del IGS, aunque en Böhm and Schuh (2004) se detalla cómo se pueden calcular para cualquier sitio a partir de mediciones meteorológicas en superficie. La versión grillada fue implementada en un trabajo previo a esta tesis mientras que la versión que hace uso de los coeficientes específicos de la estación fue implementada en el transcurso de esta tesis, pero por coherencia del texto, lo hemos incluido en esta sección.

En la implementación de VMF1, se ha utilizado la subrutina *gpt2_1w* (Böhm et al., 2015), para calcular los parámetros meteorológicos necesarios como entrada al cálculo de los retardos cenitales húmedos y secos. Esta subrutina determina presión, temperatura, el gradiente de temperatura, la temperatura media del vapor de agua, presión de vapor de agua, los coeficientes de las funciones de mapeo hidrostática y húmeda a_h y a_w , el factor de decrecimiento del vapor de agua y la ondulación del geoide para algunos sitios específicos cerca de la superficie de la tierra. Esta subrutina utiliza una grilla externa de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitud por longitud, llamada *gpt2_1wA.grd*, la cual provee de amplitudes de senos y cosenos de periodicidades anuales y semianuales para modelar las variaciones de los coeficientes que varían con el tiempo.

Así mismo, los valores de la grilla *gpt2_1wA.grd* fueron determinados mediante integra-

Figura 2.7. Funciones de mapeo en TOMION v2.

ción numérica de la refractividad húmeda a lo largo de la vertical del sitio (Nilsson et al., 2013), permitiendo solo invertir Λ en la ecuación 2.54 de una grilla global, que será mucho más representativa del factor de decrecimiento a través de la tropósfera y consistente con el retardo húmedo cenital.

Los parámetros que se usarán a la salida de *gpt2_1w* son presión (P), temperatura media del vapor de agua (T_m), presión parcial de vapor de agua (e_s) y factor de decrecimiento del vapor de agua (Λ). Como puede ser visto en la figura 2.7, esta subrutina usa las coordenadas de la estación en el sistema elipsoidal, la latitud, longitud y altura (φ , λ y h , respectivamente) y el día juliano modificado (mjd). La presión se usa para calcular ZHD mediante la ecuación de Saastamoinen (2.51). Los parámetros T_m , e_s y Λ son usados para calcular ZWD_0 en la aproximación empírica de Askne and Nordius (1987), y así tener todos los parámetros necesarios para calcular la ecuación 2.54.

Los coeficientes b_h , b_w , c_h y c_w de las funciones de mapeo toman la forma de las ecuaciones 2.58, 2.60, 2.62, y 2.61, respectivamente, y solamente se necesita la latitud del lugar para realizar los cálculos. Para a_h y a_w , el programa descarga automáticamente los archivos del repositorio de VMF de TU-WIEN (<http://vmf.geo.tuwien.ac.at>) que contienen los valores grillados cada 2° en latitud y 2.5° en longitud y cada 6 horas. Interpolación bilineal en espacio, como se interpreta en la figura 2.8, y lineal en tiempo es hecha para las coordenadas de la estación, como se muestra a continuación.

Figura 2.8. Interpolación Bilineal para los coeficientes de las funciones de mapeo que se implementa en TOMION v2.

Para la interpolación espacial tenemos:

$$a_{h/w}^t = \left[a_{h/w22}^t(\lambda_2 - \lambda) + a_{h/w21}^t(\varphi_2 - \varphi) + a_{h/w12}^t(\lambda - \lambda_1) + a_{h/w11}^t(\varphi - \varphi_1) \right] \times \frac{1}{A} \quad (2.63)$$

donde:

- φ y λ son la latitud y la longitud de la estación, respectivamente.
- $A = (\lambda_2 - \lambda_1) \times (\varphi_2 - \varphi_1)$, la superficie;
- t es la época previa a la observación donde están disponibles los archivos de datos, i.e.: 00, 06, 12 y 18 hs (UT);
- subíndices h o w significan función de mapeo hidrostática o húmeda;
- t_0 es la época de observación; y
- $*_{11}$ es el valor del parámetro $*$ en el extremo inferior izquierdo de la grilla.

y para la temporal:

$$a_{h/w}^{t_0} = a_{h/w}^t + (a_{h/w}^{t+1} - a_{h/w}^t)(t_0 - t). \quad (2.64)$$

Los siguientes detalles han sido tenidos en cuenta:

1. Se debe descargar también el primer archivo del día siguiente y se lo marca como aquel correspondiente a la hora 24 del día de la fecha. Por lo tanto se necesitan 5 archivos por día, para poder calcular los coeficientes.
2. Para estaciones entre el meridiano 357.5° y 360° , la interpolación espacial fue hecha con valores para el meridiano de Greenwich.
3. La resolución en φ y λ y sus puntos de comienzo y final se leen de los encabezados de los archivos de los coeficientes, es decir que pueden cambiar y el programa ya lo tendría en cuenta.

4. El signo del incremento en φ y λ está dado implícitamente por 2 valores consecutivos, es decir que puede empezar en el polo sur o norte.

Una vez que se realizaron las interpolaciones para a_h y a_w y se ha calculado mediante *gpt2_1w* los parámetros atmosféricos, podemos calcular ZHD, ZWD y las funciones de mapeo hidrostáticas y húmedas, para las cuales necesitamos seis coeficientes. Aunque la subrutina brinda los valores para a_h y a_w , nosotros hemos calculado de todas maneras los valores interpolados de los archivos.

Resumiendo, los cálculos se basan en 5 pasos previos:

- *gpt2_1w*;
- Saastamoinen (ec. 2.51);
- Askne (ec. 2.54);
- Interpolaciones; y
- VMF1 (ec. 2.55);

Esta subrutina escrita para el trabajo anterior a esta tesis, involucra todos los pasos mencionados anteriormente que se detallan en la figura 2.7 a la izquierda, excepto por la incorporación de los coeficientes inherentes al sitio IGS, que, como se mencionó, fue hecho en el marco de la tesis doctoral.

2.2. Nuevas actualizaciones de TOMION v2

En esta sección introduciremos cada una de las implementaciones que se han realizado en el programa TOMION v2. Luego en el capítulo 3 se describirán detalladamente las aplicaciones de cada uno de estos nuevos módulos.

2.2.1. Modelado de los gradientes troposféricos

La implementación de los gradientes troposféricos puede ser tratada como una función lineal a trozos o asumida constante por un período de tiempo, tal como se hace en el programa GAMIT (Herring et al., 2006), del Instituto de Tecnología de Massachusetts (Massachusetts Institute of Technology, MIT) o en el programa Bernese (Dach et al., 2015) de la Universidad de Berna. Esta última estrategia provee un número de gradientes igual a 12 o 24 máximo por día, lo cual asegura convergencia y estabilidad del procesamiento, pero los parámetros están promediados en alguna ventana de tiempo, i.e. dos o una hora. Sin embargo, los gradientes troposféricos de mayor resolución son necesarios para contribuir a los algoritmos de previsiones a muy corto plazo (Shoji, 2013) y pueden ser estimados con mayor frecuencia, como un parámetro por cada época, por ejemplo como un proceso estocástico, como es ejecutado en el programa GISPY-OASIS (GNSS-Inferred Positioning

System and Orbit Analysis Simulation Software package (Bar-Sever et al., 1998), GIPSY de acá en más) del JPL (Jet Propulsory Laboratory). En TOMION v2 hemos elegido implementar este último método, porque de esta manera se podrán detectar a través de dichos gradientes, variaciones repentinas en su comportamiento, como por ejemplo picos prominentes, que pueden estar asociados a frentes sinópticos (Lu et al., 2016). Por lo tanto, hemos modificado a TOMION v2 para estimar los gradientes horizontales como una variable estocástica (eq. 2.21), añadiendo dos incógnitas al sistema, como veremos a continuación.

De la ecuación 2.29 y 2.4, podemos escribir que los residuos (observado menos calculado) del *prefit* (δ) para la estrategia PPP (ec. 2.23), utilizando el modelo de combinación libre de ionósfera (ecs. 2.30), serían:

$$\begin{aligned}\delta P_C &= \frac{x_{rec0} - x^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta x + \frac{y_{rec0} - y^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta y + \frac{z_{rec0} - z^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta z + c \Delta t_r + T_{rec}^{sat} \quad y \\ \delta L_C &= \frac{x_{rec0} - x^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta x + \frac{y_{rec0} - y^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta y + \frac{z_{rec0} - z^{sat}}{\rho_{rec0}^{sat}} \Delta z + c \Delta t_r + T_{rec}^{sat} + w_{C,rec}^{sat} + B_C, \quad (2.65)\end{aligned}$$

para los observables en código y en fase, P_C y L_C respectivamente. x_{rec0} , y_{rec0} and z_{rec0} son las coordenadas a priori del receptor; ρ_{rec0}^{sat} es la distancia entre el satélite y las coordenadas a priori del receptor ($rec0$), y los términos Δx , Δy y Δz son las correcciones a las coordenadas del receptor que serán estimadas (ver ec. 2.7, donde se ha obviado el subíndice r en las cantidades Δ). Estrictamente, δP_C y δL_C contiene todo lo que puede ser modelado y como veremos ahora a continuación, se consideran parte del modelo dos términos dentro de T_{rec}^{sat} . El término B_C contiene a las ambigüedades y a los retardos instrumentales de la fase, en la combinación libre de ionósfera (ver eq. 2.35)

Al retardo inducido por la tropósfera en las señales GNSS (ec. 2.46), le sumamos dos términos correspondientes a la asimetría presente en la atmósfera:

$$T_{rec}^{sat} = m_d(\varepsilon) ZHD + m_w(\varepsilon) (ZWD_0 + \Delta ZWD) + m_g(\varepsilon) [G_N \cos(\alpha) + G_E \sin(\alpha)] \quad (2.66)$$

El primer y segundo término en la ecuación 2.66, son los que se describen en las secciones 2.1.2.1 y 2.1.2.2 y pueden modelarse en TOMION v2 según las ecuaciones 2.51 (solo el termino *a priori*, mientras que el resto se determina en el filtro) y 2.54 respectivamente. En este caso, m_g se eligió como la expresión en Chen and Herring (1997):

$$m_g(\varepsilon) = \frac{1}{\sin(\varepsilon) \tan(\varepsilon) + C}. \quad (2.67)$$

Para la implementación de esta ecuación solo se necesita el ángulo de elevación ε y la constante C que es determinada empíricamente. Nosotros utilizamos $C = 0.032$ tal como se sugiere en la referencia de la función de mapeo. Entonces, lo que nos resta a determinar, es decir, las incógnitas provenientes del término T_{rec}^{sat} son: el ZWD residual (denotado como ZWD), ya que se toma un a priori ZWD_0 a partir de la ecuación 2.51; y los gradientes

Figura 2.9. Esquema del retardo troposférico asimétrico, representado en una sección este-oeste por simplicidad. En amarillo se representa lo que sería tenido en cuenta si no se incluyeran los gradientes troposféricos. En naranja, la corrección por asimetría. β es el ángulo de inclinación de la atmósfera neutra, tal como lo define Meindl et al. (2004), y m_{iso} es la función de mapeo isotrópica (por ejemplo VMF1).

troposféricos horizontales G_N y G_E .

Dentro de la ecuación 2.66 y el término que se modela es:

$$T_{0rec}^{sat} = m_d(\varepsilon) ZHD + m_w(\varepsilon) ZWD_0 \quad (2.68)$$

y el término que se estima es:

$$\Delta T_{rec}^{sat} = m_w(\varepsilon) \Delta ZWD + m_g(\varepsilon) [G_N \cos(\alpha) + G_E \sin(\alpha)] \quad (2.69)$$

Para algunas aplicaciones, el primer y segundo término de la ecuación 2.66 alcanza para obtener la exactitud deseada. Sin embargo, para aplicaciones geodésicas o bajo el efecto de eventos de clima extremos, se incluye un tercer término que considera la asimetría de la atmósfera por encima del receptor. Este tercer término está representado en color naranja en la figura 2.9, donde se asumió una simplificación para poder ejemplificar con mayor claridad. En este caso se tomó el acimut (α en ecuación 2.66) igual a 90° , y entonces solo el gradiente este (G_E) es diferente de cero y mayor que cero (en este caso). Aquí, la atmósfera sería “más gruesa” hacia el este de la estación y “más fina” hacia el oeste.

Dentro de los términos δP_C y δL_C tenemos la distancia geométrica a priori ρ_{rec0}^{sat} (que incluye el término relativista), corrección al modelado del reloj (corrección relativista del reloj), retardo troposférico a priori T_{0rec}^{sat} , efecto del windup de la fase (donde se estima un residual si el receptor no es estático, es decir que se agrega una incógnita), corrección al centro de fase de la antena tanto del receptor y como del satélite; y efectos de deformación de la tierra (marea sólida, carga oceánica), los cuales se incluyen dentro de ρ_{rec0}^{sat} .

Entonces para un procesamiento PPP, en el que se usa la combinación libre de ionósfera, en la cual el 99 % del error ionosférico es típicamente eliminado, para receptores estáticos,

las incógnitas son:

$$\mathbf{X} = [\Delta x \quad \Delta y \quad \Delta z \quad \Delta t_r \quad \Delta ZWD \quad G_N \quad G_E \quad \mathbf{B}_C], \quad (2.70)$$

donde el término $\mathbf{B}_C$ corresponde a un vector de incógnitas, las cuales son calculadas todas para cada época de observación (o con la resolución que se elija) y donde además haya información disponible, i.e., órbitas, relojes de satélites, etc. La resolución hasta hace poco tiempo era de 15 minutos en PPP, ya que los relojes de los satélites del IGS estaban dados con esa frecuencia y 30 segundos en relativo, ya que no son necesarias correcciones externas. En general, las órbitas están dadas cada 15 minutos y se pueden interpolar, pero no así los relojes de los satélites. Por lo tanto, la resolución de éstos es el factor limitante de la resolución en las estimaciones.

La implementación de los gradientes supone la adición de dos incógnitas más al sistema y en una aplicación que veremos en la sección 3.1 pudimos corroborar que con estos dos nuevos parámetros hay un 5 % menos de correlaciones mayores a 0.9, es decir que agregar dos incógnitas, mejora la decorrelación de las variables.

2.2.2. Modelado de la componente vertical

En este apartado describiremos en detalle sobre cómo se incluyó en TOMION v2 la posibilidad de representar una de las tres coordenadas locales en función de un modelo dado. Por ahora, el software sólo incluye la posibilidad de modelar la componente vertical. Las aplicaciones y resultados se mostrarán en la sección 3.

En primer lugar se debieron hacer algunas modificaciones para que en TOMION v2 se puedan calcular las coordenadas locales en vez de las cartesianas, ECEF (*“earth centered, earth fixed”*), es decir, un sistema de coordenadas cartesiano con origen en el centro de masa de la Tierra y con el eje Z apuntando hacia el polo norte, el eje X coincidente con el meridiano de Greenwich y el eje Y a 90° del eje X formando una terna derecha. Dicha transformación de coordenadas en el modelo se va a ver reflejado en la conformación de la matriz G (ver ec. 2.11), ya que dado el vector unitario de la trayectoria

$$\hat{\rho} = \frac{r_{sat} - r_{rec}}{\|r_{sat} - r_{rec}\|}, \quad (2.71)$$

donde r_{sat} y r_{rec} son las posiciones geocéntricas del satélite y del receptor, respectivamente, la elevación ε y el acimut α en el sistema de coordenadas local, definido por los vectores unitarios $\hat{e}$, $\hat{n}$ y $\hat{u}$ puede ser calculado así (ver fig. 2.10):

$$\begin{aligned} \hat{\rho} \cdot \hat{e} &= \cos(\varepsilon) \sin(\alpha) \\ \hat{\rho} \cdot \hat{n} &= \cos(\varepsilon) \cos(\alpha) \\ \hat{\rho} \cdot \hat{u} &= \sin(\varepsilon). \end{aligned} \quad (2.72)$$

Por lo tanto, la elevación y el acimut del satélite en el sistema de coordenadas local

Figura 2.10. Marco de referencia local mostrando la elevación ε y el acimut α . Adaptada de Sanz et al. (2013).

están dados por

$$\begin{aligned}\varepsilon &= \arcsin(\hat{\rho} \cdot \hat{u}) \\ \alpha &= \arctan\left(\frac{\hat{\rho} \cdot \hat{e}}{\hat{\rho} \cdot \hat{n}}\right).\end{aligned}\quad (2.73)$$

Entonces, cuando las coordenadas se desean estimar en el sistema local, las cuatro primeras columnas de cada fila de la matriz G nos queda:

$$\begin{bmatrix} -\cos(\varepsilon)\sin(\alpha) & -\cos(\varepsilon)\cos(\alpha) & -\sin(\varepsilon) & 1 & \dots \end{bmatrix}, \quad (2.74)$$

donde el signo menos viene dado por la linealización (ec. 2.7) y las componentes por las ecuaciones 2.72.

Entonces los parámetros a determinar quedan así:

$$\mathbf{X} = [\Delta e \quad \Delta n \quad \Delta u \quad \Delta t_r \quad \dots]. \quad (2.75)$$

donde Δt_r es el error del reloj del receptor (de la ecuación 2.1 ó bien de la ecuación 2.2) y

$$\begin{aligned}\Delta e &= e - e_0 \\ \Delta n &= n - n_0 \\ \Delta u &= u - u_0,\end{aligned}\quad (2.76)$$

los Δ son las correcciones a las coordenadas, con e_0 , n_0 y u_0 la posición en coordenadas

Figura 2.11. Coordenadas locales. Adaptada de Sanz et al. (2013).

locales de la posición a priori x_0 , y_0 y z_0 , como muestra la figura 2.11 y que se convierten de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} \Delta e \\ \Delta n \\ \Delta u \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\lambda) & \cos(\lambda) & 0 \\ -\sin(\varphi)\cos(\lambda) & -\sin(\varphi)\sin(\lambda) & \cos(\varphi) \\ \cos(\varphi)\cos(\lambda) & \cos(\varphi)\sin(\lambda) & \sin(\varphi) \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} \Delta x \\ \Delta y \\ \Delta z \end{bmatrix}. \quad (2.77)$$

Una vez que se implementó la opción en TOMION v2 de obtener las coordenadas locales, con el objetivo de modelar la coordenada vertical vamos a definir una nueva incógnita a estimar, que represente un modelado de dicha coordenada. La implementación presentada en esta tesis, permite la estimación de ésta incógnita de manera estática, es decir, que en este caso es una constante como lo veremos en la sección 3 o 2.2.3, pero que podría extenderse en la misma implementación a variables dependientes del tiempo. Además, el modelo implementado supone una relación lineal entre la nueva incógnita y la coordenada vertical.

En la práctica, llevar a cabo esta modificación implica dar de alta la variable en todas las instancias del código, i.e. en el código fuente principal, en el código que se aplica el filtro, en las subrutinas que se usen para cálculos intermedios, etc. Una vez hecho esto se debe aplicar una variable lógica que sólo permita que se estime la nueva variable si y solo si existe el archivo con el modelo y que además se utilice el sistema de coordenadas local, en vez de las coordenadas cartesianas.

Recordemos que nuestro objetivo es transcribir un modelo de la coordenada vertical al

sistema de ecuaciones de navegación que describen el problema GPS (ecuaciones 2.29), por lo cual también debe tenerse en cuenta que el formato y la resolución temporal del modelo en cuestión deben ser coherentes con los requerimientos del código.

Por otro lado, cabe destacar que se preparó el programa para que se pueda incluir esta modificación en más de una estación definiendo una lista de estaciones a las cuales se las tratará de esa manera y se pueden procesar en simultáneo otras estaciones que se traten de manera clásica, es decir calculando sus coordenadas cartesianas x , y y z . Entonces, para cada estación que se desee modelar su coordenada vertical se le asigna un identificador que luego, mediante una variable lógica, hará que se incluya en las ecuaciones de tal manera y que dice si se modelará o no su componente vertical, y gracias a ello se pueden procesar estaciones juntas que algunas lleven modelado y otras no.

En la figura 2.12 podemos ver un diagrama de los pasos principales que se consideraron al realizar esta modificación en el programa. El recuadro amarillo nos indica el comienzo del proceso, si se le da la orden al programa de modelar una coordenada. Si esto es afirmativo, entonces se procede a la lectura del modelo. Luego en función de la resolución de los datos de entrada y de la salida deseada, se realiza un cambio de formato de los datos y una eventual interpolación de los mismos. Esto se implementó en dos pasos diferentes porque la interpolación de datos suele ser un poco lenta, dependiendo de cómo se implemente (FORTRAN 77 en este caso) y puede hacerse una sola vez y luego descartar datos si fuese a necesitarse con menor resolución temporal. En cambio, convertir al formato que TOMION v2 leerá, conviene hacerlo de manera independiente así no se interpola nuevamente y se ahorra tiempo de procesado. Finalmente, dentro del programa principal ahora, se escriben los datos del modelo lineal como un mensaje de entrada donde se les agrega toda la información de etiquetas que necesita conocer el código que calcula la matriz G , es decir el valor a priori x_0 de la nueva incógnita y el coeficiente de la matriz de diseño $a_{i,j}$, que vincula las observaciones y el modelo.

Es importante destacar que no se agregó una incógnita al sistema de ecuaciones, sino que se determinan las coordenadas en un sistema diferente. Cada variable tiene su número de identificación, lo cual hace que no se mezclen ni confundan los parámetros que se le asignan a cada una.

2.2.3. Modelado del reloj

La correlación entre la altura de la estación, el reloj de la estación y el retardo del cenit de la troposfera es uno de los mayores factores limitantes en la determinación precisa de la altura de una estación (up), dado que los 3 parámetros se manifiestan en dependencia con el cenit. Suponiendo que solo se disponga de observaciones en la dirección cenital, sería imposible separar el efecto de un error de altura, troposfera o reloj del receptor. Solo la dependencia del cenit de $\cos(z)$ para la altura, donde z es el ángulo cenital, la velocidad de la luz c para el reloj del receptor y aproximadamente $1/\cos(z)$ para el parámetro de la troposfera permite una decorrelación parcial de estos parámetros Rothacher (2002). Vacla-

Figura 2.12. Implementación del modelado de la coordenada vertical en TOMION v2.

vovic et al. (2017) muestran en una curiosa aplicación que cuando se estima la altura de un globo aerostático, utilizando diferentes modos de procesamiento, las diferencias en la altura alcanzaron hasta 30 – 50 cm para la altura que se correspondieron con diferencias de hasta 10 – 15 cm en la dirección opuesta para ZTD.

Otra actualización se le realizó al programa en el marco de esta tesis fue la posibilidad de introducir información a priori sobre el modelo estocástico que rige al reloj del receptor, cuando éste responde a un oscilador atómico. Podremos ver que, al mejorar la estimación del error del reloj del receptor, mejoraremos el problema de la correlación entre las variables ZWD , up y Δt , que es bien sabido que son difíciles de separar de forma exacta. La figura del triángulo 2.13, que fue adaptada de Schön et al. (2017) representa de manera cuantitativa la relación entre las tres estimaciones y cómo si una se estima erróneamente, las otras dos sufrirán modificaciones inevitablemente también. A partir de esta figura, podemos ver que en general, ZWD se ve afectado de manera inversa y en menor cantidad que el Δt_r o que la altura up . En este apartado mostraremos cómo se ha implementado y los detalles de la aplicación los mostraremos en el capítulo 3.

En el marco de esta tesis lo que se ha hecho es agregar la posibilidad de acotar la variabilidad del reloj del receptor, en vistas de mejorar la correlación de Δt , con ZWD y up , y así estimar de forma más exacta el ZWD . Como bien sabemos de las ecuaciones presentadas en 2.1.1.2, el error del reloj del receptor Δt_r se estima como una incógnita más

en el sistema de ecuaciones porque modelarlo de manera precisa no es posible ya que su variabilidad, al ser relojes comúnmente de cuarzo, es elevada y no puede predecirse.

Ahora bien, los receptores GNSS que tienen un reloj atómico pueden significar una gran mejora en el posicionamiento absoluto cuando la información sobre su estabilidad puede ser correctamente introducida en el proceso de estimación (Sturza, 1983; Weinbach, 2013). La mejora en la exactitud del posicionamiento no está relacionada con la redundancia de las observaciones sino con que el problema se asemeja más a un problema de trilateración en vez de a una geometría hiperbólica.

Las características más interesantes de un reloj están contenidas en los ruidos de proceso subyacentes. Debido a que estos procesos no son estacionarios, lo que significa que su comportamiento estocástico cambia a lo largo del tiempo, no se los puede describir mediante las varianzas clásicas. Una medida adecuada y muy usada para caracterizar relojes es la varianza de Allan σ_y^2 (Allan et al., 1987). Esta medida por lo tanto permite determinar cuál es el intervalo de tiempo para el cual tiene sentido físico modelar el reloj, y cuál será su variación esperada en dicho intervalo. Por ende, para poder hacer uso de la estabilidad del reloj del receptor, se debe conocer de antemano la correspondencia $\sigma - \tau$ (com suelen llamarse los gráficos de varianza de Allan) para el reloj atómico en uso, que normalmente son provistas por el fabricante del reloj.

Para poder aplicar el conocimiento sobre la estabilidad de la frecuencia del reloj del receptor, se necesitan aplicar modelos apropiados para el análisis de datos GNSS. De Krawinkel and Schön (2016) sabemos que existe una relación entre la varianza de Allan (σ_y^2) y el parámetro del proceso de random walk ($\sigma_{\Delta t_r}^2$, ec. 2.21):

$$\sigma_{\Delta t_r}^2 = \sigma_y^2 \tau \Delta t \quad (2.78)$$

donde τ es el tiempo de promediado y Δt es el intervalo de actualización del filtro. Es decir que

$$Q'_{\Delta t_r} = \sigma_y^2 \tau \quad (2.79)$$

es el parámetro que necesitamos para poder modelar el reloj del receptor.

En el caso que el reloj sea un reloj de cuarzo, el parámetro que establece el ruido de proceso $\sigma_{\Delta t_r}^2$ de la ecuación 2.21 nos queda:

$$\sigma_{\Delta t_r}^2 = \infty \quad (2.80)$$

que en la práctica será un número grande (i.e. 10^{14}).

Para implementar esto, análogamente a la implementación del modelado de la coordenada vertical, se escribió una subrutina que lee desde una lista externa, cuales son los receptores que se desea modelar el reloj de una manera y de otra y se le asigna una variable lógica para poder procesar todas las estaciones en conjunto. La principal modificación será en el código que resuelve el filtro ya que se modificará el ruido de proceso.

Figura 2.13. Correlaciones entre la vertical, el retardo troposférico cenital y el reloj. Adaptada de (Schön et al., 2017)

Capítulo 3

Aplicaciones y Resultados

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Esta sección abarcará el trabajo publicado en Graffigna et al. (2019b), donde se estudió el desarrollo y evolución de un huracán, que ocurrió en agosto de 2017 en Estados Unidos. En esta sección se detallará la aplicación dada a la actualización hecha en el programa TOMION v2 que se explicó en la sección 2.2.1, que consistirá en describir el evento climático y sus características, seguida por la validación de la implementación de los gradientes en el programa y por último los resultados. Más adelante, se muestra también una extensión del estudio, en la cual se amplió la zona de aplicación y se generaron nuevos resultados.

3.1.1. El huracán Harvey

El huracán Harvey tocó tierra alrededor de las 03:00 UTC, el 26 de Agosto de 2017 (DOY 238), con intensidad máxima (categoría 4) en la costa sur de Estados Unidos con vientos de 215 km/h y una presión atmosférica de 937 hPa. Este huracán se originó el 12 de agosto (DOY 224) sobre el este del Océano Atlántico justo al oeste del Norte de África y viajó hacia el oeste convirtiéndose en una tormenta tropical el 17 de agosto (DOY 229). Este sistema continuó su camino entrando al Mar Caribe el 18 de agosto tocando tierra varias veces en diferentes islas. Al entrar en el mar Caribe, Harvey empezó a debilitarse debido a la cizalladura moderada del viento y se degeneró en una onda tropical al norte de Colombia a principios del 19 de agosto. Los remanentes continuaron su curso y finalmente se fueron regenerando mientras continuaban hacia el oeste y noroeste a través del Caribe y la península de Yucatán, volviendo a desarrollarse en la bahía de Campeche el 23 de agosto. Harvey entonces comenzó a intensificarse rápidamente el 24 de agosto, recuperando el estatus de tormenta tropical y convirtiéndose en un huracán más tarde ese día. La fase de intensificación de Harvey se estancó ligeramente durante la noche del 24 al 25 de agosto. Sin embargo, Harvey pronto reanudó el fortalecimiento y se convirtió en un huracán de categoría 4 a finales del 25 de agosto del 2017. En la figura 3.1 se muestra la trayectoria que recorrió el centro de baja presión desde el 19 de agosto hasta el 31 de agosto.

Figura 3.1. Trayectoria del huracán Harvey adaptado de Sebastian et al. (2017).

Este huracán se convirtió en el primer huracán en tocar tierra en los Estados Unidos desde Wilma en 2005 y, como se sabe, los receptores GPS están ubicados mayormente en el continente y muy pocos en regiones insulares, por lo cual monitorear este tipo de tormentas con este método es poco común, dado a que su intensidad decae rápidamente cuando tocan tierra. La red CORS (Continuously Operating Reference Station) está ubicada y densificada en el área donde Harvey mayormente causó desastre y sus receptores permanentes ya han sido utilizados para estudiar este evento. Por ejemplo, Milliner et al. (2018) usaron la red CORS para detectar cuánta agua de la que trajo el huracán fue absorbida por el suelo y cuánta se escurrió rápidamente hacia el mar, y encontraron que un tercio del agua que trajo Harvey se quedó retenida en el suelo, indicando que el resto se escurrió rápidamente hacia el mar. El resto del agua almacenada fue drenada gradualmente durante las siguientes 5 semanas.

3.1.2. Selección de zona de estudio

Hemos seleccionado once receptores GPS de la red de CORS, de manera tal que permitan estudiar el comportamiento del huracán. Considerando la trayectoria que mostramos en la figura 3.2, donde se anotan como día y fracción decimal (dd.dd) los días de agosto de 2017 (UTC) de la posición del ojo, hemos seleccionado estaciones de un lado y del otro de la trayectoria del huracán en tierra. En la tabla 3.1 se muestran los once sitios elegi-

dos para este estudio, junto con información detallada acerca de cada estación, que han sido seleccionados alineados con el frente, mayormente sobre la región noreste sobre la trayectoria del huracán, donde se esperan las mayores intensidades del huracán. También hemos elegido dos estaciones más alejadas del ciclón para ver cómo fueron afectadas por el evento.

Una de las principales motivaciones de esta sección de la tesis, junto con validar los gradientes troposféricos de TOMION v2, es caracterizar los estadios tempranos del huracán en dichos gradientes para poder evaluar si los patrones *anómalos* (no típicos) en los gradientes troposféricos están relacionados con el estado previo al desarrollo del centro de baja presión llamado ciclón.

Figura 3.2. Red de estaciones GPS seleccionada para el estudio preliminar y trayectoria seguida por el huracán Harvey en rojo. Anotado como día y fracción decimal (*dd.dd*) son los días de agosto de 2017 (UTC) de la posición del ojo. Las isolíneas corresponden al campo de presión en el momento en el que el huracán tocó tierra en unidades de hPa. Notar que: *arp8* y *txpo* son estaciones ubicadas a 1 km de distancia pero han sido graficadas separadas para claridad del mapa. *txpo* está en su ubicación real.

3.1.3. Validación de la metodología

Hemos realizado cuatro experimentos para validar nuestra metodología. En primer lugar, se llevaron a cabo tres procesamientos PPP con diferentes estrategias de procesa-

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Site	longitude [°]	latitude [°]	height [m]	City	GPS receiver	GPS antenna/Dome	Baseline [km]
sam2	-97.83647886	30.23901344	212.801	Oak Hill	TRIMBLE NETR9	TRM57971.0/NONE	109,566988
lcsm	-97.12548843	30.00845332	74.000	Smithville	LEICA GRX1200+GNSS	LEIAR10/NONE	151,414801
txan	-98.57663350	29.49120649	265.062	San Antonio	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	0
txen	-99.85998169	31.21745586	608.351	Eden	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	228,01.690
txab	-99.75681092	32.50325278	489.758	Abilene	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	353,221676
txha	-96.92180618	29.45108699	63.834	Hallettsville	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00 /NONE	160,234003
txho	-99.13444043	29.34385895	249.876	Hondo	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	56,450824
txct	-99.24462706	28.44208356	112.631	Cotulla	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00 /NONE	133,516290
txkc	-97.90430947	28.87388094	111.246	Karnes City	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	94,707800
txpo	-97.06990232	27.83945659	-19.432	Port Aransas	TRIMBLE NETR9	TRM57971.00/NONE	235,201219
arp8	-97.05922454	27.83836206	-15.081	Aransas Pass	TRIMBLE NETR9	TRM41249USCG/SCIT	235948.629

Tabla 3.1. Coordenadas elipsoidales de los sitios elegidos para los experimentos, información detallada sobre los sitios GPS y longitudes de las líneas de base con *txan* como estación de referencia. Todas las estaciones se encuentran en Texas, USA.

miento para las coordenadas de las estaciones: estático y cinemático con dos ruidos de proceso diferentes, 3 y 0.3 mm/ $\sqrt{h}$, aproximadamente. De aquí en más nos referiremos a estos dos últimos como soluciones semi libres y ajustadas con un peso mayor (loosely and tightly constrained), respectivamente. Estos ruidos de proceso son pequeños y equivalentes a hasta 10 y 1 cm de desplazamiento de la coordenada durante un período de dos semanas respectivamente, para eventos similares al huracán Harvey (ver por ejemplo Miyazaki et al. (2003)). Como se menciona en Zumberge et al. (1997), órbitas y relojes precisas de los satélites se necesitan para estas implementaciones, que fueron obtenidas del IGS con una resolución de 15 minutos. Por ende, el espaciamiento de nuestras estimaciones será de 15 minutos también.

El posicionamiento relativo fue solo llevado a cabo para una solución cinemática semi libre, es decir, para un ruido de proceso de 3 mm/ $\sqrt{h}$, debido a que usaremos este experimento para comparar con el respectivo en PPP. Como el reloj del satélite es eliminado en las dobles diferencias y la posición del satélite es posible interpolarla sin perder precisión, el intervalo entre dos estimaciones consecutivas será de 30 segundos, el cual corresponde a la frecuencia de muestreo de las observaciones en este caso. Para la configuración de las líneas de base, hemos elegido *txan* como la estación de referencia, ya que está ubicada en el centro de la red seleccionada, como puede ser visto en la figura 3.2. Solamente pares con respecto a la estación de referencia fueron incluidos en los cálculos, utilizando así líneas de base en el rango de 56 a 353 km. En la tabla 3.1 se pueden ver detalladamente las distancias y las especificaciones de cada estación utilizada en los cálculos.

Tanto para PPP como para relativo, se han eliminado observaciones por debajo de 7° sobre el horizonte y la función de peso de las observaciones con respecto a la elevación fue considerada como una exponencial negativa del ángulo de elevación del transmisor (ver ec. 3.5).

Los cuatro experimentos llevados a cabo en este estudio, que se resumen en la tabla 3.2, fueron validados estudiando la repetibilidad de las coordenadas de las estaciones. Se sabe de estudios anteriores que si en un procesamiento GPS se incluye la estimación de los gradientes, entonces la repetibilidad de las coordenadas de la estación mejora considera-

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Solución	Especificación	Resolución
PPP estático	Coord. como parámetros random walk constante	15 minutos
PPP cinemático ajustado	Coord. como parámetros random walk $0.3 \text{ mm}/\sqrt{h}$	15 minutos
PPP cinemático semi-libre	Coord. como parámetros random walk $3 \text{ mm}/\sqrt{h}$	15 minutos
Relativo	Coord. como parámetros random walk $3 \text{ mm}/\sqrt{h}$	30 segundos

Tabla 3.2. Especificaciones de cada procesamiento llevado a cabo.

blemente (ver por ejemplo MacMillan (1995); Bar-Sever et al. (1998)).

Ahora bien, por otro lado, hemos estimado las coordenadas locales para cada estación de la red seleccionada para cada una de las cuatro estrategias, para dos escenarios diferentes: el huracán Harvey (DOYS 231-239) y un experimento, también de 10 días (DOYS 51-59) para febrero del mismo año, 2017, donde la atmósfera estaba relativamente calma, ya que se trata del invierno en la zona de Texas. En todos los casos, se realizó un procesamiento previo con la misma estrategia para determinar las coordenadas a priori necesarias para inicializar los experimentos mencionados y para convertir a coordenadas locales. Es decir, se usarán las coordenadas finales obtenidas de estos procesamientos previos, de DOY 231 y de DOY 51. Se realizaron también las estadísticas correspondientes con respecto a esos valores finales. Entonces, todos estos experimentos se representan en los gráficos de barra de la figura 3.3 y 3.4, donde se muestra la repetibilidad horizontal y vertical para todos los receptores de la red para PPP estático, para PPP cinemático semi libre y ajustadas y relativo semi libre, cuando los gradientes son considerados y cuando no, para ambos escenarios, invierno y huracán. Podemos apreciar que en todos los casos, la repetibilidad horizontal mejora cuando los gradientes horizontales son considerados en los procesamientos, pero que la mejora es mayor para el período del huracán. Es decir, para el procesamiento del 51-59, los RMSs son en general, más pequeños que para el procesamiento 231-239, lo cual es razonable dadas las muy diferentes condiciones climáticas de sendos experimentos.

Hemos elegido estadísticas simples para cuantificar cómo cada procesamiento se ve afectado por la estimación de los gradientes. En primer lugar, hemos considerado la media de los cocientes R de los sesgos de las coordenadas con y sin estimar los gradientes con respecto a las coordenadas a priori que se calcularon con y sin estimar gradientes, respectivamente. Esta métrica la hemos representado con la letra Λ , mientras que Γ , está definida por el cociente de las medias de los sesgos b para cada metodología, es decir, considerando y no considerando los gradientes, de la siguiente manera:

$$\Lambda = \frac{1}{N} \sum_i^N R_i \quad y \quad \Gamma = \frac{\frac{1}{N} \sum_i^N b_i^{grad}}{\frac{1}{N} \sum_i^N b_i^{nograd}}, \quad (3.1)$$

donde N es el número de estaciones, 11 en este caso. Para la SD (desviación estándar) y el RMS (Root Mean Square), se realizó el procedimiento análogo. Es decir, que R es el cociente de las SD o de los RMS y b es el SD o RMS, en la ecuación 3.1. Estas estadísticas

Figura 3.3. Repetibilidad de las coordenadas horizontales cuando los gradientes troposféricos son estimados (azul) y cuando no lo son (violeta) para el período de verano y lo análogo para el período de invierno (amarillo y naranja), para la solución PPP estática (arriba a la izq.); para la solución PPP cinemática ajustada (arriba a la der.); para la solución PPP cinemática semi libre (abajo a la izq.); y para la solución en relativo semi libre (abajo a la der.). Todas las unidades se encuentran en mm. No se encontraron datos para la estación *arp8* para el período de invierno y el receptor ha sido decomisionado. W/O significa sin y W significa con.

Figura 3.4. Repetibilidad de la coordenada vertical cuando los gradientes troposféricos son estimados (azul) y cuando no lo son (violeta) para el período de verano y lo análogo para el período de invierno (amarillo y naranja), para la solución PPP estática (arriba a la izq.); para la solución PPP cinemática ajustada (arriba a la der.); para la solución PPP cinemática semi libre (abajo a la izq.); y para la solución en relativo semi libre (abajo a la der.). Todas las unidades se encuentran en mm. No se encontraron datos para la estación *arp8* para el período de invierno y el receptor ha sido decomisionado. W/O significa sin y W significa con.

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Período	Estrategia	Métrica Γ			Métrica Λ		
		Γ_{Bias}	Γ_{SD}	Γ_{RMS}	Λ_{Bias}	Λ_{SD}	Λ_{RMS}
231-239	PPP Estático	0.87	0.88	0.87	0.88	0.88	0.88
231-239	PPP Cinem. Ajustado	0.74	0.76	0.75	0.72	0.69	0.72
231-239	PPP Cinem. Semi-libre	0.71	0.72	0.72	0.73	0.71	0.73
231-239	Relativo	0.65	0.74	0.68	0.70	0.70	0.70
51-59	PPP Estático	0.88	0.89	0.89	0.89	0.94	0.90
51-59	PPP Cinem. Ajustado	0.75	0.65	0.73	0.75	0.69	0.73
51-59	PPP Cinem. Semi-libre	0.84	0.88	0.84	0.84	0.88	0.85
51-59	Relativo	0.66	0.81	0.68	0.73	0.81	0.74

Tabla 3.3. Sesgo, SD y RMS relativo de las coordenadas de los diferentes modos de procesamiento para todas las estaciones, donde las cuatro primeras filas corresponden al período del huracán y las cuatro restantes al período calmo durante el invierno del mismo año.

se calcularon para todos los sitios y se muestran en las cuatro primeras filas de la tabla 3.3.

Para ambas métricas, y para todos los modos de procesamiento, la exactitud se degradaría desde un 12 % hasta un 35 % si se asumiera simetría horizontal en la atmósfera, en la presencia de un frente climático, para el período del huracán y de un 6 % hasta un 34 % para el período de invierno, considerando el sesgo, el SD o el RMS con respecto a una coordenada a priori. También se puede apreciar en las últimas cuatro filas de la misma tabla que, para el análisis durante el invierno, las consecuencias de no considerar los gradientes es menos importante que cuando ocurre un fenómeno meteorológico.

Las diferencias entre los gradientes calculados para los diferentes modos de procesamiento PPP están por debajo de los errores formales estadísticos de las estimaciones (1 mm) como puede verse en la figura 3.5. Esto significa que las diferentes configuraciones elegidas para las coordenadas no tienen un impacto significativo en los gradientes horizontales. Se eligió de aquí en más continuar el análisis con los gradientes que fueran calculados en PPP con la configuración semi libre para las coordenadas para estudiar si éstos representan el comportamiento de la atmósfera durante el huracán, lo cual abordaremos en las siguientes secciones.

Entonces, en general, hemos encontrado a partir de nuestros estudios que efectivamente, la estimación de la coordenada, mejora cuando se incluyen los gradientes en el ajuste, y que cuanto más libres son las soluciones para las coordenadas, entonces más afectadas se ven cuando no se consideran los gradientes, y en especial el posicionamiento relativo mostró ser más sensible que el absoluto.

Por lo tanto, concluimos esta parte con que hemos sido capaces de reproducir resultados conocidos con respecto a la estabilidad de las coordenadas de los receptores, para todos los casos y en todas las configuraciones utilizadas en este estudio. El método WARTK, ampliamente validado (Hernández-Pajares et al., 2001), presenta resultados análogos a PPP, que se implementó más recientemente en TOMION v2, y por ende, podemos concluir que nuestros resultados son consistentes. También, hemos demostrado que si no se tienen en

Figura 3.5. Media del sesgo entre los gradientes este y norte para los diferentes procesamientos PPP.

cuenta los gradientes, el impacto es mayor cuando las coordenadas son dejadas más libres en el procesamiento cinemático, y aún más si el procesamiento es realizado en modo relativo. La razón por la cual realizar diferencias en los observables muestra mayor impacto si no se consideran los gradientes en la estabilidad de las coordenadas puede estar relacionado con el hecho de que las líneas de base están alineadas con la dirección de propagación del frente, acumulando así más retardo asimétrico que aquellas que están perpendiculares a él (Ichikawa et al., 1995).

3.1.4. Validación con productos UNR

Para validar nuestras estimaciones con TOMION v2 se utilizaron los productos de UNR (Universidad de Nevada, Reno, EEUU, Blewitt et al. (2018)), los cuales son provistos con una resolución de 5 minutos. Cada semana, UNR actualiza los parámetros de más de 10 mil estaciones. Se realizaron las comparaciones de diez de los once sitios, ya que (*lcsm*) no estaba disponible en la base de datos de UNR. Se encontraron coeficientes de correlación de 0.63 y 0.67 para los gradientes este y norte respectivamente. La media de la diferencia de las series es de 0.2 y 0.1 mm y las desviaciones standards de 0.99 y 0.89 mm para las componentes este y norte respectivamente. Considerando que los errores en las estimaciones de cada una de las componentes de los gradientes es de 1 mm, entonces consideramos estas estadísticas aceptables.

Las diferencias encontradas entre las diferentes fuentes pueden ser explicadas con el hecho de que la fuente externa aplica una función de peso plana a las observaciones, es decir que es constante y no aplica pesos según la elevación, mientras que en TOMION v2 se utiliza una exponencial negativa en función del ángulo de elevación del transmisor. Otra de las causas de diferencias puede ser debida a que se utilizaron distintas funciones de mapeo para el término del gradientes: Chen and Herring (1997) en TOMION v2 y Bar-Sever et al. (1998) en GIPSY (usado en el procesamiento en UNR), que tal como se menciona en Kačmařík et al. (2018), también pueden encontrarse errores sistemáticos de hasta 0.3 mm en los gradientes troposféricos cuando se usan diferentes funciones de mapeo para los gradientes, que también depende de la función de peso de las elevaciones aplicada a las observaciones. Además, en TOMION v2 se usa VMF1, mientras que UNR adopta GMF (Global Mapping Function Böhm et al. (2006)) para mapear el término simétrico (m_d y m_w en la ecuación 2.48).

En la figura 3.6 se muestran en el panel superior, la correlación entre las dos fuentes y la evolución temporal en el inferior, para la estación *sam2*, donde puede apreciarse que las series son coherentes y muy similares en su desarrollo temporal. Por otro lado, se puede ver un pequeño retraso temporal en las estimaciones de TOMION v2 con respecto a la referencia que pueden explicar los coeficientes de correlación obtenidos, y que será abordado más adelante en esta tesis. El aspecto que queremos remarcar, en esta instancia, es que tanto los gradientes estimados con TOMION v2 como los provenientes del repositorio de UNR, son capaces de detectar las anomalías que se producen, que será el foco de nuestro

Figura 3.6. Gradientes este (izq.) y norte (der.) de TOMION v2 y UNR para *sam2*. Panel superior: correlaciones y coeficiente anotados abajo a la derecha. Valores de la regresión lineal anotada arriba a la izquierda. Abajo: serie temporal de ambas fuentes.

estudio. Por ejemplo, dichos gradientes pueden ser apreciados en el gradiente norte de *sam2*, casi a la medianoche del DOY 236.

En la figura 3.6, el 3.3 % y 1.6 % de los datos fueron eliminados para el gradiente norte y este respectivamente, a partir del filtrado de datos cuyo valor se encontrara por fuera de 3σ , siendo σ la desviación estándar de la diferencia entre las series.

3.1.5. Validación intra-software de los gradientes horizontales

Además de validar los gradientes con una fuente externa, también los calculamos en modo relativo y los comparamos con los que se estimaron en modo absoluto. La figura 3.7 muestra la coherencia entre los gradientes horizontales de TOMION v2 para los diferentes modos de procesamiento, utilizando los mismos parámetros estocásticos en ambos ajustes (configuraciones cinemáticas semi libres, que veremos más adelante). Para cada época donde las estimaciones de los gradientes norte y este estaban disponibles para ambos conjuntos de datos, y considerando que en modo absoluto se estimaron cada 15 minutos, se calculó el valor absoluto de los gradientes horizontales, como la raíz cuadrada de la suma de las componentes al cuadrado obteniéndose así una correlación de 62 %. Este valor, está en el mismo rango de correlación que se obtuvo con la fuente externa, lo que denota que posiblemente, este número no pueda mejorarse significativamente.

Figura 3.7. Correlación entre la magnitud de los gradientes horizontales de TO-MION v2 en modo relativo y en modo absoluto en la configuración cinemática semi libre, con ruido de proceso de $3 \text{ mm}/\sqrt{h}$. Coeficiente de correlación anotado abajo a la derecha representado como R_{rel} .

3.1.6. Resultados preliminares: Retardo Troposférico Cenital

Esta sección presenta los resultados del ZTD obtenido con las once estaciones, que lo llamamos preliminar porque luego veremos un estudio más exhaustivo sobre el huracán y sobre el parámetro. El ZTD es la variable principal que se estima con GPS que contiene información de la atmósfera baja y que evidencia patrones claros del avance del huracán hacia la zona de estudio. La evolución del ZTD durante los días 231-239 para las once estaciones se muestran en la figura 3.8, donde la variación relativa del ZTD indica un incremento de 10 a 15 cm durante la ventana de 9 días de estudio. En el panel superior de la figura se graficaron los ZTD para cuatro estaciones, dos en la costa y dos alejadas más tierra adentro: *arp8*, *txpo*, *txen* y *txha*. El panel inferior corresponde al ZTD para los otros siete sitios. Esta distinción la hemos realizado porque cada conjunto muestra un comportamiento diferente, especialmente sobre la medianoche del DOY 235 al 236, donde el incremento es mayor y más claro, para las estaciones en el panel de abajo. Según la ecuación 2.51, a menor presión superficial P_s , menor es el retardo hidrostático cenital ZHD (Saastamoinen, 1972), entonces si el retardo total ZTD presenta un aumento, en este contexto, se debe a un incremento de la componente húmeda ZWD. Este incremento claramente refleja el efecto del huracán ya que este comportamiento se debe al incremento de la presión parcial de vapor de agua (Seco et al., 2009), la cual está íntimamente relacionada con el ZWD (Askne and Nordius, 1987), como lo refleja la ecuación 2.54.

Hemos analizado la naturaleza del ZTD y definamos estado calmo (*Quiet* o simplemente *Q*) a aquella ventana de tiempo donde la atmósfera estaba relativamente calma en relación a toda la ventana de tiempo analizada. El criterio para separar las series fue el momento en el cual el ZTD con su tendencia deducida (*detrended*) alcanza un máximo absoluto

Figura 3.8. Serie temporal de ZTD para los once sitios utilizados para el experimento, panel superior para los sitios en la costa, panel inferior para el resto. Por claridad del gráfico, se le quitó la media a cada serie.

dentro de la ventana de análisis. Como se muestra en la figura 3.9, esta época fue estimada aproximadamente como DOY 235.27 para la estación *sam2*. Por lo tanto, el estado calmo (*Quiet*) es antes de esa marca de tiempo y el estado tormentoso (*Stormy* o simplemente *S*) es después de dicha marca, todo dentro de la ventana de tiempo de los DOYs 232 y 238 inclusive del 2017, lo cual se corresponde con el período del 19 al 26 de agosto. En esta figura también hemos agregado los gradientes este y norte para la misma estación, que serán estudiados con detalle en las siguientes secciones.

Para sacarle la tendencia al ZTD y así calcular el $\tilde{Z}$ (*detrended ZTD*) hemos realizado el siguiente cálculo (Hernández-Pajares et al., 2012):

$$\tilde{Z} \equiv ZTD(t) - \frac{1}{2} [ZTD(t + \Delta t) + ZTD(t - \Delta t)], \quad (3.2)$$

donde Δt fue elegido como 24 hs, para mitigar los efectos de la hora local, ya que se está sustrayendo del ZTD, la media del día previo y posterior.

Cada época encontrada tal que allí se produzca el máximo en la serie $\tilde{Z}$ para cada estación, se muestra en la tabla 3.4 que la llamaremos $\text{DOY}_{\tilde{Z}_{MAX}}$, junto con el máximo del

Figura 3.9. ZTD para *sam2* en DOYs de 2017, ZTD con su tendencia deducida (escalada por un factor de 100) y las componentes este y norte de los gradientes. El eje de las abscisas izquierdo contiene los valores de $\tilde{Z}(t)$ y los gradientes mientras que el derecho corresponde a los valores de ZTD.

ZTD y su tiempo de ocurrencia, así como también el incremento relativo del ZTD antes y después del $\text{DOY}_{\tilde{Z}_{MAX}}$. Este incremento se encontró que es entre un 3.4 y 4.7 % para nueve de los once sitios. Los dos restantes, *txen* y *txab* son los receptores ubicados más lejos de la zona de mayor influencia del huracán. Este incremento en la media del ZTD, dado por un incremento en el ZWD, como dijimos anteriormente, denota las fuertes lluvias sufridas en el área durante la evolución del huracán en las proximidades de Texas. Además hemos agregado en la tabla la media del ZTD, antes y después del $\text{DOY}_{\tilde{Z}_{MAX}}$. También encontramos que el máximo de la serie completa del ZTD, se da entre dos y cuatro días después del $\text{DOY}_{\tilde{Z}_{MAX}}$, lo que evidencia que el vapor de agua se acumuló después de que el huracán tocara tierra.

3.1.7. Resultados preliminares: Gradientes troposféricos horizontales

Las características vistas en el ZTD en el trabajo presentado en la sección 3.1.6 han despertado interés sobre los gradientes horizontales asociados con este fenómeno, ya que se espera que la atmósfera presente una fuerte asimetría cuando el huracán se acerque al área de estudio. Por lo tanto, en esta sección hemos propuesto estudiar hasta dónde los gradientes horizontales troposféricos estimados con GPS contienen información real del estado de la atmósfera relacionada con el frente climático.

Como se mencionó antes, hemos elegido la estrategia PPP semi libre para procesar los datos GPS que se obtuvieron de la red de CORS como se explica en la sección 3.1.2, en el cual las coordenadas fueran tratadas como un proceso *random walk* donde la época presente está relacionada con la anterior con el factor $3 \text{ mm}/\sqrt{h}$. Por lo tanto, los gradientes a ser analizados en la sección presente fueron estimados con dicha estrategia. Sin embargo, los

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Site	DOY $\tilde{Z}_{MAX}$	$\overline{ZTD}_Q$	$\overline{ZTD}_S$	DOY ZTD_{MAX}	Max ZTD	% de cambio	Dist. track
arp8	235.948	2.579	2.650	237.760	2.726	4.0	114.501
txpo	235.833	2.580	2.670	237.802	2.743	3.5	115.3
txkc	235.260	2.527	2.645	238.885	2.678	4.7	255.608
txha	235.229	2.552	2.670	238.333	2.713	4.6	271.077
txct	235.302	2.526	2.611	238.729	2.663	3.4	329.044
lcsm	234.927	2.542	2.655	238.917	2.731	4.4	335.772
txan	235.438	2.473	2.571	238.594	2.611	4.0	350.016
txho	235.802	2.484	2.574	237.729	2.660	3.6	376.465
sam2	235.270	2.490	2.597	238.521	2.647	4.3	382.459
txen	233.760	2.375	2.441	238.760	2.485	2.8	576.211
txab	233.896	2.421	2.458	237.781	2.523	1.5	689.042

Tabla 3.4. Época para la cual se da el máximo de $\tilde{Z}$; media del ZTD para el período con y sin tormenta, su máximo y el cambio relativo durante la tormenta. Nótese que la tabla fue ordenada con respecto a la mínima distancia a la trayectoria del huracán, la cual se escribe en la última columna de la tabla. Las unidades son DOYs del 2017 para el tiempo y metros para los ZTD y sus derivados, excepto para la distancia a la trayectoria que se expresa en kilómetros.

Figura 3.10. Arriba izq.: HOR como función del ácimut y tiempo, donde se grafica una curva simétrica por época. Arriba der.: Ocurrencia de acimutes por máximos de HOR . Abajo izq.: $|HOR|$ como una serie temporal. Abajo der.: Distribution de probabilidad de acimutes de máximos de HOR para $sam2$.

Figura 3.11. Arriba izq.: HOR como función del ácimut y tiempo, donde se grafica una curva simétrica por época. Arriba der.: Ocurrencia de acimutes por máximos de HOR . Abajo izq.: $|HOR|$ como una serie temporal. Abajo der.: Distribution de probabilidad de acimutes de máximos de HOR para $txha$.

gradientes estimados con distintas estrategias difieren entre si en menos de dos décimas de milímetros, como se mostró en la figura 3.5.

Para estudiar en detalle el comportamiento de los gradientes durante el huracán, para cada par de G_N y G_E , decidimos analizar en detalle la corrección estimada para cada acimut entre 0° y 360° , la cual recordemos según la ecuación 2.66 que se expresa como

$$HOR(t, \alpha) = G_N(t)\cos(\alpha) + G_E(t)\sin(\alpha), \quad (3.3)$$

donde el máximo de $HOR(t, \alpha)$ es igual al módulo del gradiente y se puede calcular como $HOR_{max} = (G_E^2 + G_N^2)^{1/2}$. La cantidad HOR puede ser pensada como una derivada direccional, ya que puede ser escrito como el producto interno entre los vectores (G_N, G_E) y $(\cos(\alpha), \sin(\alpha))$. De aquí deviene su nombre de gradiente.

En el panel superior izquierdo de la figura 3.10, se muestra HOR , es decir la variación por asimetría al retardo cenital dependiente del tiempo y del acimut, tal como se expresa en la ecuación 3.3. El paso adoptado para el gráfico es de 10° en acimut y de 15 minutos en tiempo, el cual viene dado por la resolución de los datos utilizados. Por lo tanto, tenemos una curva simétrica para cada época, cuya orientación va a depender de los signos de los coeficientes G_N y G_E y su valor absoluto en la composición de las componentes este y norte. Cada curva HOR para un tiempo dado, $HOR(t_0)$, representa la corrección que se le realizará a una época en particular y a todos los acimutes. Además, $HOR(t_0, \alpha_0)$ es el factor que multiplica a la función de mapeo para calcular la corrección al retardo troposférico inclinado. Esto implica que aunque G_N y G_E alcancen valores grandes, no necesariamente HOR será grande. Esta cantidad dependerá de la posición del transmisor y del receptor en el momento t_0 , es decir del α_0 que corresponda. Para estudiar el comportamiento de los gradientes horizontales en función del acimut durante la tormenta, hemos representado HOR para el estado tormentoso (*Stormy*) en rojo, definido por el criterio del ZTD con su tendencia deducida, y en azul para el período calmo (*Quiet*). Se puede ver claramente que a partir de $DOY_{Z_{MAX}}$, HOR se aparta de su comportamiento calmo o nominal, en dirección y módulo. La línea roja más larga denota el valor absoluto máximo de toda la serie HOR , que desde ahora en adelante será llamado gradiente *anómalo* y su ángulo, tiempo y valor correspondiente están anotados en la parte inferior/superior izquierda de la figura.

En el panel derecho superior de la figura 3.10, el histograma representa en porcentaje la ocurrencia de cada acimut desde 0° a 360° para días etiquetados como *Stormy* y para días *Quiet*, correspondientemente en barras rojas y en azules, con un muestreo de 10° . Para esto, para cada par G_N y G_E , el acimut fue calculado como:

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{G_E}{G_N} \right). \quad (3.4)$$

Por otro lado, también hemos estudiado la ocurrencia de cada acimut como el histograma acumulativo normalizado, o la función de distribución acumulada, donde, de nuevo, el estado *Quiet* (barras azules) tiene una pendiente más pronunciada para los acimutes de 60°

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Site	G_N	G_E	HOR_{MAX}	$DOY_{HOR_{MAX}}$	$DOY_{Z_{MAX}}$	Az_{MAX}	Az_Q	Az_S
arp8	-1.9	3.1	3.6	235.51	232.44	122	160	180
lscm	2.4	4.0	4.7	235.01	235.20	59	280	130
sam2	4.9	-2.1	5.3	235.93	235.26	337	130	330
txab	4.5	-2.0	4.9	235.18	234.11	336	140	310
txan	4.2	-1.9	4.6	236.10	235.23	336	120	340
txct	3.1	-1.4	3.4	236.51	235.69	336	90	330
txen	0.7	-4.9	4.9	234.75	234.36	278	240	280
txha	3.7	-5.8	6.9	237.08	234.91	303	270	320
txho	3.9	-1.5	4.2	236.04	235.23	339	-	320
txkc	7.9	-3.4	8.6	236.38	235.23	337	-	290
txpo	-0.9	3.0	3.1	235.48	236.02	107	-	40

Tabla 3.5. Magnitud del gradiente *anómalo* horizontal, el DOY en el que ocurre, y la moda de las distribuciones para los periodos *Quiet* y *Storm*. Etiqueta de tiempo para el máximo del ZTD con su tendencia deducida ($DOY_{Z_{MAX}}$). Unidades en mm, días del año 2017 y grados, respectivamente.

a 180° , mientras que dicho incremento para el estado *Storm* (barras rojas) es para ángulos mayores a 180° , evidenciando nuevamente los diferentes comportamientos observados para los dos periodos.

Por lo tanto se puede concluir que la orientación preferencial cuando la atmósfera no está siendo afectada por un evento climático extremo, según el criterio del ZTD con su tendencia deducida, es con orientación sudeste, como las barras azules lo reflejan, coincidiendo así con la posición relativa del Golfo de Méjico. De todas maneras, para aquellos días donde el huracán pasó por el área de estudio, notamos un comportamiento opuesto: la dirección del máximo gradiente horizontal apuntan al noroeste. Esto que se comentó aquí es para *sam2* pero será extendido para todos los receptores más adelante en la tabla 3.5.

El panel inferior de la figura 3.10 agrega información sobre el valor absoluto del vector gradiente máximo, HOR_{max} , con un claro máximo en la época 235.9 aproximadamente, que es la magnitud del gradiente *anómalo* para *sam2*. Combinando las cuatro figuras, donde el caso particular de *sam2* es presentado, está claro que el estado *Quiet* de los gradientes son vectores pequeños de hasta 3 mm, cuyas direcciones son mayormente sudeste, mientras que el estado *Stormy* muestra gradientes más grandes de hasta 5 mm, y donde se alcanza el máximo absoluto de la serie y cuya orientación es nornoroeste.

La figura 3.11 muestra los mismos esquemas que la figura anterior pero ahora para la estación *txha*. Esta estación presenta un cambio en orientación y magnitud en los gradientes horizontales antes y después de su correspondiente etiqueta $DOY_{Z_{MAX}}$, análogamente a lo que se describió antes para *sam2*. El gradiente *anómalo* para este sitio ocurre en el DOY 237.08, alcanzando un valor de 6.9 mm. Hemos decidido incluir estas figuras para *txha* para ilustrar un caso (de los 2 que se encontraron) de una estación donde el histograma en el panel derecho superior cuya orientación preferencial de los gradientes horizontales durante el periodo *Quiet* es también en el cuarto cuadrante. Por otro lado, la distribución para el periodo *Stormy* claramente muestra la mayor ocurrencia de los acimutes en el tercer

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Figura 3.12. Gradiente Anómalo graficado en vectores rojos y el máximo gradiente horizontal detectado en la ventana de tiempo de 6 hs en vectores negros. El campo de altura geopotencial se grafica en escala de colores desde amarillo al azul y claramente denota el desarrollo del huracán. El gradiente máximo aparece perpendicular a las isobaras y de uno a tres días antes que el huracán llegue al área de estudio. El campo de viento en magenta es el campo de viento a 850 hPa. El vector rojo abajo a la izquierda corresponde a la escala de los gradientes GPS.

cuadrante, que también puede ser apreciado en el histograma acumulativo en el panel de abajo a la derecha, donde el porcentaje de gradientes horizontales durante la tormenta se incrementa notablemente al partir del acimut de 300° .

El comportamiento encontrado en los gradientes de *sam2* o *txha* se encontró que se repite para ocho de las once estaciones que estudiamos, como puede verse en la tabla 3.5, donde las últimas dos columnas representan el centro de la distribución para el período *Quiet* y para el período *Stormy*, el caso de que lo presente. Es decir que, las distribuciones realizadas para el período *Stormy* mostraron un claro centro para los histogramas en el cuarto cuadrante, o sea, ángulos hacia el noroeste, mientras que las correspondientes para el período *Quiet* fueron encontradas mayormente en el segundo cuadrante, como vimos para *sam2*, o en el cuarto cuadrante, como vimos para *txha*. Para estudiar estas características para todas las estaciones, calculamos el acimut, el valor absoluto, y las componentes para el período *Stormy* para los gradientes troposféricos para cada una de las estaciones, solo tomando uno por sitio y así recolectamos las épocas en las que ellos ocurren $DOY_{Z_{MAX}}$. Además, calculamos las distribuciones de los acimutes durante el período *Quiet* y para cuatro de las estaciones encontramos que era mayormente plana, lo cual refleja que el comportamiento nominal de estos gradientes, es decir sin la ocurrencia de un evento climático, tienen una orientación preferencial, lo cual fue anotado en la tabla con un guión (—). Los otros siete sitios mostraron una distribución centrada en ángulos del segundo cuadrante para el período *Quiet* y solo dos de ellos muestran orientación preferencial en la misma dirección que para el período de tormenta. Solo tres de las estaciones (*txen*, *arp8* y *ttx-po*) mostraron orientaciones preferenciales en el cuarto cuadrante tanto durante el período *Stormy* como en el *Quiet* y dos de ellas se encuentran sobre la costa, probablemente afectadas por gradientes húmedos de gran magnitud de forma regular, más allá de los momentos particularmente con presencia de tormentas, y así muestran gradientes mayormente en el segundo cuadrante para ambas distribuciones.

La cuarta columna de la tabla 3.5 nos muestra, además, que todos los gradientes anómalos son mayores a 3.1 mm, que será el valor que tomemos para definir gradiente significativo para continuar profundizando el estudio en la sección 3.1.8. Además, el error en la estimación de los gradientes es de 1 mm, y entonces tres veces este valor coincide con la definición de gradiente significativo.

La figura 3.12 presenta el campo de altura geopotencial a 850 hPa y de viento tomados de (Saha et al., 2011), con el fin de comparar con los vectores de gradientes troposféricos anómalos que encontramos, que en la figura se muestran en vectores rojos y son los que se detallaron en la tabla 3.5. Se eligieron estos parámetros correspondientes al nivel isobárico de 850 hPa porque equivale aproximadamente a 1500 m de altitud, donde la concentración del vapor de agua y la distribución de presión del aire es análoga a la de superficie pero el campo de viento no se ve afectado por la fricción con la superficie. La secuencia de subfiguras, representa dichos campos y los gradientes anómalos cada 6 hr, comenzando el 23 de agosto (DOY 235). a las 00 hr hasta el 27 de agosto (DOY 239). A partir de ellos se puede identificar una fase de acercamiento de la tormenta entre el 23 y el 24 de agosto, las

mayores intensidades se ven el 25 y el 26 de agosto en las primeras horas; y por último la fase de desvanecimiento luego de que tocara tierra el 26 a las 3 hr UTC (22 hr local). Los vectores rojos en la figura representan los gradientes troposféricos anómalos y los negros los gradientes troposféricos cuyos módulos son mayores que 3 mm para la ventana de tiempo de cada panel, que va desde 3 horas antes hasta 3 horas después de la época que figura en el título de cada una. Cada vector tiene origen en la ubicación del receptor correspondiente. De esta figura podemos ver que tanto los gradientes troposféricos anómalos como los de mayor intensidad, aparecen antes de que el huracán se instale en la zona estudiada y esto puede ser debido a que el método que estamos utilizando es capaz de ver asimetría en la troposfera, es decir, gradientes troposféricos grandes, cuando el huracán está parte en la zona de estudio y parte fuera de ésta. Se puede notar también que estos parámetros apuntan en la misma dirección que los gradientes de presión, los cuales están representados por el gradiente horizontal del campo de altura geopotencial, es decir, las direcciones perpendiculares a las curvas de nivel de la presión, es decir coincidente con los gradientes anómalos y grandes. Como se sabe, el viento graficado en vectores magenta, es perpendicular al campo de presión y por lo tanto se presentan de manera perpendicular a los gradientes troposféricos que estudiamos en este apartado.

Las direcciones de mayor crecimiento del ZTD son los gradientes anómalos representados por las flechas rojas, que también muestran la depresión causada por el ciclón y el ángulo de inclinación aparente de la troposfera (figura 2.9) que sensan el norte del sistema. Cuando el huracán se encuentra claramente sobre el área de estudio, es decir desde el 25 de agosto, solo para la estación *txct* se encontró un gradiente anómalo y solo dos gradientes tuvieron mayor intensidad que 3 mm y probablemente sean gradientes húmedos, mientras que todos los otros sean hidrostáticos. El estado de la atmósfera en el área de estudio en este punto es más bien simétrico, en cuanto a lo que podemos identificar con esta técnica, y por lo tanto como los gradientes son pequeños concluimos que la troposfera no presenta asimetría. Podemos identificar que los picos en los gradientes ocurren de 1 a 3 días previos a que el ojo del huracán llegue a Texas, lo cual provee de potencial a estos parámetros para estudiar este tipo de eventos.

3.1.8. Densificación de la zona de estudio

Continuando con el estudio publicado en Graffigna et al. (2019b), en esta nueva investigación se decidió ampliar la zona de estudio eligiendo 149 estaciones adicionales a las 11 del estudio anterior, sumando un total de 160 estaciones a ser analizadas; y extender la ventana de tiempo del experimento de 9 a 14 días, principalmente agregando días posteriores del evento. Es decir que ahora la ventana temporal de estudio abarcará los DOYs 231-244. Además, se usarán estimaciones a 30 segundos en vez de a 15 minutos como anteriormente, lo cual se debe a que se debieron ajustar algunos parámetros, como veremos a continuación.

El principal argumento para este nuevo estudio es contar con una base de datos más

amplia y más densa para poder estudiar con más detalle la relación entre los gradientes horizontales troposféricos y los eventos climáticos extremos. Antes de proceder a comparativas con otros conjuntos de datos intentamos evaluar y corregir el pequeño (8 minutos aproximadamente) retardo temporal que se notó entre las estimaciones de TOMION v2 y la fuente externa de UNR, como se vio en la sección 3.1.4.

3.1.8.1. Nuevas estrategias de procesamiento y calibración de procesos estocásticos

En este apartado vamos a detallar las características del nuevo procesamiento. Como se mencionó antes, la frecuencia final con la que se eligió obtener las estimaciones ahora fue de 30 segundos. Esto significa que tenemos todas las estimaciones cada 30 segundos: las coordenadas (tres), el ΔZWD , los gradientes, error del reloj del receptor y los términos constantes ($\mathbf{B}_C$, ec 2.70). Pero primero vamos a detallar cómo se llegó a esa elección.

Con el objetivo de subsanar el retraso temporal de nuestras estimaciones, primero se intentó continuar procesando a 15 min cambiando algunos parámetros: en primer lugar se probó diferentes combinaciones de ruidos de proceso del ZWD y del G_N y G_E , decidimos probar con las siguientes combinaciones para Q'_{zwd} y Q'_{grad} (ver ecuación 2.21, recordar que $Q' = \sigma^2 / \Delta t$):

- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 5 \times 10^{-6}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 5 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 5 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 5 \times 10^{-6}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-4}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$,

cuyas unidades son de m^2/h . La figura 3.13 muestra para el gradiente norte G_N estas combinaciones con diferentes ruidos de proceso del ZTD y de los gradientes (G_N y G_E siempre tendrán el mismo ruido de proceso), y para la referencia en este caso, el gradiente norte de UNR. Como puede apreciarse en la figura, no se logró corregir este retraso que se observa para todas las combinaciones que fueron probadas, por lo tanto, decidimos reprocesar todos los datos, pero ahora con salidas cada 30 segundos en vez de cada 15 minutos.

Al procesar cada 30 segundos, tuvimos que dividir las estaciones en procesamientos de conjuntos de 20 estaciones por cada vez. Esto sucede porque la cantidad de parámetros a determinar es muy grande, ya que la cantidad de épocas son ahora 40320 (14 días por 24 horas por 120 estimaciones por hora) y el procesamiento se completaba en muchas horas, lo cual no era práctico para realizar testeos o en el caso de tener que reprocesar alguna estación. Elegimos al azar un conjunto de dos estaciones para continuar en el proceso de sincronizar los gradientes con la referencia. Esta vez, las combinaciones de ruidos de procesos que se probaron fueron:

Figura 3.13. Serie temporal de G_N para $zfw1$ para diferentes combinaciones de ruidos de procesos para los random walk de ZWD y G_N a 15 minutos de resolución.

- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-4}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 5 \times 10^{-5}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-8}$;
- $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 9 \times 10^{-6}$, $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 9 \times 10^{-8}$.

En la figura 3.14, podemos ver que ahora a 30 segundos, con los ruidos de proceso $\sigma_{ZWD}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-5}$ y $\sigma_{grad}^2 / \Delta t = 1 \times 10^{-7}$, se logra corregir en gran medida la latencia en las estimaciones. De todas maneras, decidimos también estudiar qué sucede cuando se cambian los parámetros de la ecuación con la que se modela el peso de las observaciones.

El peso de las observaciones está dado por la siguiente ecuación:

$$\sigma_{pre} = \sigma_{pre0} e^{-\frac{\varepsilon}{S}}, \quad (3.5)$$

donde ε es el ángulo de elevación del transmisor y donde S y σ_{pre0} son el factor de escala y el valor a priori de los prefits, respectivamente. Estos dos últimos son los parámetros que podemos controlar en TOMION v2 para ir cambiando el peso de las observaciones. Si por ejemplo S es infinito, lo cual en el código equivale a un número grande, entonces todas las observaciones tienen igual peso, independientemente de su ángulo de elevación ε . A este abordaje lo llamamos *plain* en la figura 3.15. Allí podemos apreciar que, cuando σ_{pre} no depende de la elevación, G_N ya no presenta la latencia con respecto a UNR.

El σ_{pre0} es un valor teórico de precisión de las observaciones, por ejemplo para la combinación libre de ionósfera en fase (ver ec. 2.30) puede ser estimado como veremos a con-

Figura 3.14. Serie temporal de G_N para $zfw1$ para diferentes combinaciones de ruidos de procesos para los random walk de ZWD y G_N a 30 segundos de resolución.

tinuación. Recordemos la combinación libre de ionósfera para observaciones de fase en unidades de longitud es:

$$L_C = \frac{f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2}{f_1^2 - f_2^2} = \alpha L_1 - \beta L_2, \quad (3.6)$$

donde $\alpha = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2}$ y $\beta = \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2}$. Entonces un error en una observación L_C es

$$\Delta L_C = \alpha \Delta L_1 - \beta \Delta L_2 \quad (3.7)$$

Entonces si suponemos una distribución Gaussiana de los errores centrada en cero y con varianza σ^2 , si E es el error de una observación cualquiera, tenemos que

$$\sigma^2 = E[\Delta L_C^2] = E[\alpha^2 \Delta L_1^2 - \beta^2 \Delta L_2^2 - 2\alpha\beta \Delta L_1 - \Delta L_2]. \quad (3.8)$$

Ahora si suponemos que las observaciones son independientes tenemos que $E[\Delta L_1 L_2] = 0$, entonces nos queda

$$\begin{aligned} \sigma_{L_C}^2 &= \alpha^2 E[\Delta L_1^2] + \beta^2 E[\Delta L_2^2] \\ &= \alpha^2 \sigma_{L_1}^2 + \beta^2 \sigma_{L_2}^2, \end{aligned} \quad (3.9)$$

y así podemos estimar

$$\begin{aligned}
 \sigma_{L_c} &= \sqrt{\frac{f_1^4}{(f_1^2 - f_2^2)^2} + \frac{f_2^4}{(f_1^2 - f_2^2)^2}} \quad \sigma_{L_1} = \sqrt{\frac{f_1^4 + f_2^4}{(f_1^2 - f_2^2)^2}} \quad \sigma_{L_1} = \\
 &= \frac{\sqrt{\frac{f_2^4 \left(\frac{f_1^4}{f_2^4} + 1 \right)}{f_1^4 \left(\frac{f_1^2}{f_2^2} - 1 \right)^2}}}{\sqrt{\frac{f_1^4}{f_2^4} + 1}} \quad \sigma_{L_1} = \frac{\sqrt{\frac{f_1^4}{f_2^4} + 1}}{\frac{f_1^2}{f_2^2} - 1} \quad \sigma_{L_1} = \\
 &= \frac{\sqrt{\left(\frac{f_1}{f_2} \right)^4 + 1}}{\left(\frac{f_1}{f_2} \right)^2 - 1} \quad \sigma_{L_1}
 \end{aligned} \tag{3.10}$$

El ruido σ de un receptor comercial típico puede ser calculado aproximadamente como el 1 % de la longitud de onda de la señal, p.e., 3 m, 0.3 m, o 2 mm para código C/A, código P u observaciones de L_1 , respectivamente. Por lo tanto, si el valor de σ_{L_1} y σ_{L_2} es aproximadamente 2 mm, entonces, si las frecuencias son aproximadamente $f_1 = 1575.420\text{MHz} = 154f_0$ y $f_2 = 1227.600\text{MHz} = 120f_0$, con $f_1/f_2 = 154/120$ y $f_0 = 10.23\text{MHz}$, entonces:

$$\begin{aligned}
 \sigma_{L_c} &= \frac{\sqrt{\left(\frac{154}{120} \right)^2 + 1}}{\left(\frac{154}{120} \right)^2 - 1} \quad \sigma_{L_1}, \\
 \sigma_{L_c} &\approx 2.51 \sigma_{L_1} \approx 5\text{mm}.
 \end{aligned} \tag{3.11}$$

Es decir que para la combinación libre de ionósfera tenemos un error observacional teórico de aproximadamente 5 mm. En nuestros estudios, entonces cuando se trabaje con observaciones en fase y en la combinación libre de ionósfera, el valor nominal sería $\sigma_{pre_0} = 5\text{mm}$. Además, esto se combina con el factor de escala de la dependencia con la elevación, como lo dice la ecuación 3.5. Y para el código podemos hacer lo mismo, si $\sigma_{P_1} \approx 0.5\text{m}$, entonces

$$\sigma_{P_c} \approx 1.25\text{m}. \tag{3.12}$$

Esto se puede extender para todas las combinaciones y para todas las frecuencias.

Por último y por completitud, hemos probado diferentes valores del σ_{pre_0} para P_c como puede verse en la figura 3.16, donde al incrementar el valor de 1.25 m a 1.4 m, la latencia vuelve a aparecer, por lo tanto lo hemos dejado igual al parámetro nominal. Finalmente, hemos elegido la siguiente configuración:

Figura 3.15. Serie temporal de G_N para $zfw1$ para dependencia plana y exponencial de la elevación.

Figura 3.16. Serie temporal de G_N para $zfw1$ para diferentes σ_{pre0} para el código P_3 .

- Dependencia plana de la elevación,
- $Q'_{ZWD} = 10^{-5}$, $Q'_{grad} = 10^{-7}$;
- $\sigma_{L_c} = 0.005m$ y $\sigma_{P_c} = 1.25m$.

3.1.8.2. Datos y metodología

En este apartado resumiremos los diferentes conjuntos de datos que se usaron para este estudio, donde recordamos que hemos ampliado la zona y ventana de estudio y hemos densificado de 11 a 160 estaciones con el objetivo de analizar en profundidad la relación entre los gradientes troposféricos y los parámetros atmosféricos como el vapor de agua, la presión, el viento y la precipitación. Las estaciones GPS y los datos de ERA5, fueron seleccionados entre el mismo rango de latitud y longitud y corresponden al área afectada por el huracán para el período de 19 de agosto al 3 de septiembre de 2017. Así mismo, describiremos los datos de precipitación de la misión satelital TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) que se utilizaron también para estudiar el huracán. Luego contaremos sobre cómo hemos analizado este nuevo set de datos y por último mostraremos los resultados de este nuevo estudio.

3.1.8.2.1. Datos ERA5 Para comparar con nuestras estimaciones troposféricas, hemos elegido el conjunto de datos de análisis atmosféricos de superficie ERA5 (Hersbach et al., 2020), en formato netCDF4, para el período compatible con nuestro estudio, del 19 de agosto al 3 de septiembre de 2017. La resolución de estos datos es de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ desde 20° hasta 40° de latitud y desde 250° hasta 275° de longitud. Las variables seleccionadas de este amplio conjunto de datos fueron el vapor de agua, el viento y la presión atmosférica, debido a su importante rol en el desarrollo y evolución de un huracán.

ERA5 provee estimaciones horarias de un amplio número de variables climáticas atmosféricas, de suelo y oceánicas. La cobertura en la Tierra con una grilla de 30×30 km aproximadamente donde se resuelven 137 niveles desde la superficie de la Tierra hasta una altura de 80 km. Las actualizaciones de calidad se realizan mensualmente y se publican entre los tres meses de la fecha, aunque también se realizan disposiciones diarias preliminares entre los cinco días de la fecha. ERA5 combina una amplia cantidad de observaciones históricas en estimaciones globales usando modelados avanzados y sistemas de asimilación de datos. ERA5 reemplaza a los re-análisis de ERA-Interim que se dejaron de producir el 31 de agosto de 2019 y eventualmente cubrirá todo el período desde 1950, estando disponibles por ahora desde 1979. ERA5 es generado usando la versión CY41r2 del sistema de asimilación de 4D-Var del sistema de pronóstico integrado del ECMWF Integrated Forecast System (IFS), y los datos atmosféricos están disponibles en los 137 niveles verticales híbridos del modelo y en 37 niveles interpolados de presión, en 16 temperaturas potenciales y en 1 nivel de vorticidad potencial. Datos en superficie o de un solo nivel también están disponibles, los cuales contienen parámetros 2D tales como la precipitación, temperatura, radiación en el tope de la atmósfera e integrales verticales de toda la atmósfera, entre otros, los que se usan a continuación. El IFS está acoplado con modelo de suelo, los parámetros también designados como de superficie, y modelo de onda oceánica.

El conjunto de datos ERA5 se dispone en dos formatos: una de alta resolución, a la cual se la llama re-análisis o HRES y una de resolución reducida de 10 miembros, referida

como ensamble o EDA. En este trabajo se utilizó la primera, en una realización solo para la superficie. En general, los datos están disponibles con una frecuencia temporal menor al día y mensuales y consisten en análisis y pronósticos a corto plazo (18 hr), que se inicializan dos veces al día a partir de los análisis de las 06 y 18 UTC. Los datos son archivados en la base de datos del ECMWF, y un sub-conjunto de datos pertinente, interpolado a una grilla regular de latitud y longitud es guardado también en los discos de C3S Climate Data Store (CDS). En estos últimos, se proveen solo los análisis, salvo que el parámetro solo se de en formato de pronóstico.

ERA5 es el último análisis atmosférico extensivo y el primero que es completamente auspiciado por Copernicus Climate Change Service. ERA5 mejora a ERA-Interim de muchas maneras: la resolución horizontal del modelo usado para ERA5 es de 31 km mientras que el de ERA-Interim es de 78km y los niveles verticales pasaron también de 60 a 137. ERA5 también usa nuevos análisis de temperatura de la superficie oceánica y concentración de hielo oceánico, variaciones en forzantes radioactivas derivadas de nuevas especificaciones y varios datos observacionales reprocesados.

3.1.8.2.2. Datos TRMM Los datos intensidad de precipitación, de acá en más llamados simplemente precipitación o lluvia, fueron obtenidos del análisis de la misión multisatelital TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission (Huffman et al., 2007)) y tienen una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Se proporcionan en archivos diarios grillados y el intervalo temporal entre dos datos es de 3 horas.

La misión provee un esquema secuencial basado en calibraciones para combinar estimaciones de precipitación de varios satélites, así como también análisis de mediciones en mareógrafos donde sea posible. Los datos están disponibles para épocas pasadas y en tiempo real, basándose en la calibración del instrumento combinado TRMM y del generador de imágenes de microondas TRMM, respectivamente. La cobertura de la misión abarca desde latitudes -50° a 50° y desde el 1998 hasta el presente.

Este conjunto adicional de datos que hemos seleccionado está disponible tanto para áreas oceánicas como continentales y sólo incluye la precipitación. Nosotros hemos seleccionado desde el 19 de agosto al 3 de septiembre de 2017, cubriendo el pasaje, evolución y desvanecimiento del huracán Harvey.

Los mapas de la figura 3.17 muestran la distribución de las precipitaciones desde el 25 de agosto a las 12 hr UTC hasta el 26 de agosto a las 9 hs UTC con una resolución de 3 hr, en unidades de mm/hr.

3.1.8.2.3. Datos GPS Para este estudio se seleccionaron y se procesaron 160 estaciones GPS entre las latitudes y longitudes desde 25° hasta 35° y desde -102° hasta -90° , que pueden verse en la figura 3.18. Los datos fueron dispuestos en conjuntos de 20 estaciones para que los procesamientos con el programa TOMION v2 fueran más rápidos y más fáciles de manipular. Recordemos que contamos con 40320 épocas al procesar a 30 segundos y en cada una de ellas se estiman siete parámetros: las tres coordenadas geocéntricas, el

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Figura 3.17. Mapas de precipitación de la misión multisatelital TRMM, desde el 25 de agosto a las 12 hr UTC hasta el 26 de agosto a las 9 hr UTC, cada 3 horas en unidades de mm/hr

Figura 3.18. Red de estaciones GPS que se usaron para este estudio.

ΔZWD , los gradientes y el error del reloj del receptor, para cada estación más los términos constantes para cada observación. Notemos que al procesar en modo absoluto, PPP en este caso, los resultados son independientes de las estaciones que se procesen en conjunto, es decir, es equivalente a procesar una por una. Como se mencionó, se procesaron los DOYs del 231 al 244 inclusive y se utilizaron las órbitas y relojes, correspondientes del centro de análisis CODE de alta frecuencia. Anteriormente se realizó un procesamiento estático de dos días, para el 18 y 19 de agosto y se utilizó la posición final obtenida para el día 19 para las 160 estaciones como la coordenada a priori. Las coordenadas a priori de dicho procesamiento de dos días fueron las de los encabezados de los RINEX.

En la figura 3.19 mostramos las correlaciones y la comparativa con UNR de el nuevo conjunto de gradientes obtenido con las estrategias de procesamiento tal que el retardo del gradiente TOMION desapareciera con respecto a UNR. Ahora los coeficientes de correlación llegan a 0.73 y 0.76 y los sesgos entre las series son de 0.3 y 0.13 mm para las componentes este y norte respectivamente. Las desviaciones estándar aumentaron ligeramente, o cual es de esperarse al tener mayor resolución en las estimaciones. Para estos cálculos el 2.5 % y 2.1 % de los datos fueron eliminados para el gradiente norte y este respectivamente, a partir del filtrado de datos cuyo valor se encontrara por fuera de 3σ , siendo σ la desviación estándar de la diferencia entre las series

3.1.8.2.3.1. Filtrado de datos GPS El filtrado de los gradientes se realizó eliminando los puntos de la serie que fueran más grandes en valor absoluto que la media de la serie más tres veces la desviación estándar alrededor del punto (600 muestras). Luego de esta

Figura 3.19. Gradientes este (izq.) y norte (der.) de TOMION v2 y UNR para *sam2*. Panel superior: correlaciones anotadas abajo a la derecha. Valores de la media y la desviación estándar de las diferencias de las series anotada arriba a la izquierda. Abajo: serie temporal de ambas fuentes.

selección, se aplicó un suavizado a los datos usando una función de moving average con una ventana de 300 puntos (150 a cada lado del de interés), equivalente a 5 minutos, lo cual es la resolución de la referencia. En la figura 3.20 podemos ver la serie de datos tal cual se obtienen como salida del procesamiento (*raw*), la serie filtrada y suavizada (*en fltd smooth 300*) y la serie de UNR. El suavizado se realizó en las series este y norte y luego se calculó la serie *hor* como la raíz cuadrada de la suma de las componentes al cuadrado. Podemos apreciar que con este tratamiento de los datos, se obtienen series más cerca de la referencia pero igual se evidencian todos los rasgos peculiares de la misma. Este postprocesado fue necesario porque al aumentar la resolución de las estimaciones, se obtienen series con mayor componente de ruido.

3.1.8.3. Resultados

En esta sección se mostrarán los resultados obtenidos referentes al estudio que abarcó la ampliación del área y ventana de tiempo del estudio preliminar del huracán Harvey, ocurrido alrededor de 26 de agosto de 2017. En primer lugar mostraremos la comparación entre el ZTD obtenido con TOMION v2 y los datos de intensidad de precipitación obtenidos de la misión multisatelital TRMM; a continuación describiremos el análisis de las componentes encontradas en el espectro de frecuencia del ZTD y de los gradientes horizontales. Finalmente, mostraremos de las correlaciones de los gradientes troposféricos horizontales con variables físicas, como la presión atmosférica, los vientos y el vapor de agua atmosférico que fueron obtenidas de la base de datos ERA5.

3.1.8.3.1. ZWD y TRMM En esta sección se mostrará el estudio que se realizó para comparar el ZWD con la precipitación obtenida de la misión multisatelital TRMM, la cual

Figura 3.20. Serie temporal para *sam2* calculada con TOMION v2 (*raw*), suavizada (*en fltd smooth 300*) y para la referencia UNR.

se dispone con una resolución temporal de 3 horas, mientras que el ZWD producto de TOMION v2 se obtiene cada 30 segundos en este caso. Las curvas de ambas variables se graficaron en función del tiempo en la figura 3.21 para la estación *sam2* para los 14 días del procesamiento. Para las barras en azul, es decir la de la intensidad de precipitación, como los datos son grillados, se interpoló para las coordenadas de la estación y para que sean comparables las curvas, se graficaron en dos ejes verticales diferentes, uno en metros para el ZWD y otro en milímetros para la lluvia. Como se puede observar en la figura, el período donde se registró lluvia, coincide con los valores más elevados del ZWD. El incremento en el ZWD, debido al aumento del vapor de agua, sucede unos días antes de que comience la lluvia.

En la figura 3.22 dispusimos los mapas de ZWD y de intensidad de precipitación para el día 26 de agosto a las 6 horas UTC, que se corresponde con el momento posterior a que el huracán entró a tierra. El mapa de precipitación, como se puede ver, tiene grandes áreas en las que no se registraron lluvias, y por lo tanto, la escala lo dispone en blanco. El ZWD, como nunca se hace cero, la escala que lo representa no será vacía en ningún caso. Estos resultados demuestran que la distribución del ZWD representa en gran medida al campo de la intensidad de la precipitación, aunque la intensidad de lluvia muestra una parte del contenido de vapor de agua que condensa y precipita. De nuevo, el ZTD se representa en metros y la lluvia en mm/hr.

Figura 3.21. ZWD y precipitación TRMM para la estación *sam2* para toda la ventana de estudio. Tiempo en DOYs de 2017 en el eje x , m en el eje y derecho correspondiente al ZWD, mm en el eje y izquierdo correspondiente a la precipitación

Figura 3.22. Mapa de ZWD (izquierda) y de precipitación TRMM (derecha) para el área de estudio el 26 de agosto a las 6 UTC, 3 h después de que el huracán tocara tierra.

Figura 3.23. Periodos presentes en el ZTD-TOMION v2 (izquierda) y ZTD-UNR (derecha).

3.1.8.3.2. Períodos encontrados en los gradientes y en el ZTD Los gradientes horizontales del ZTD son productos de segundo orden y han sido incluidos en cualquier procesamiento rutinario geodésico que se haga con GNSS por los últimos 15 años. Estos parámetros contienen información atmosférica, tal como se muestra en Shoji (2013) por ejemplo. Comúnmente, las variables físicas presentan periodicidades en sus series temporales, que en general se deben a la rotación o traslación de la tierra. En esta sección, nuestro objetivo es corroborar que el ZTD presenta periodicidad diurna efectivamente, como se ha visto en Jin et al. (2009), y mostrar por primera vez, al menos en lo que a nuestro conocimiento hasta la fecha respecta, que los gradientes también puede presentar variaciones temporales periódicas. Por completitud del trabajo, también hemos realizado el estudio en frecuencia de las series temporales que se obtienen del repositorio de UNR, tanto para el ZTD como para los gradientes. Nos interesa en este caso corroborar que el período diurno está presente en el ZTD y que los espectros de los productos de UNR y TOMION v2 se asemejan. Por un lado, algunas discrepancias son esperables, debido a que los procesamientos con diferentes programas jamás serán idénticos y por otro lado, la resolución temporal de las series son diferentes, siendo de 5 minutos para los de UNR y de 30 segundos para los de TOMION v2.

Como se explicó anteriormente, en esta sección presentaremos un estudio de períodos en las series de los gradientes horizontales troposféricos y del ZTD a través de la transformada rápida de Fourier (Fast Fourier Transform, FFT). En un primer lugar, analizando estos datos, hemos encontrado como puede verse en la figura 3.23, que efectivamente el ciclo diurno se hace presente en las series temporales, tanto de UNR como en los de TOMION v2, así como también otros períodos correspondientes a 2 días, 3 días y en menor medida, a 6 y 7 días. Para comprender esta figura, debemos explicar primero que se aplicó la FFT a los datos, corregidos anteriormente por épocas faltantes, reemplazando por valores obtenidos de un ajuste por moving average, si el faltante es menor a 10 épocas, y descartando la serie si el faltante es mayor o igual a 11 épocas. Luego de este filtrado y

Figura 3.24. Periodos presentes en los gradientes TOMION v2 (izq.) y UNR (der.)

rellenado de datos, nos quedamos con 155 estaciones de las 160 donde fueron descartadas: *arp7*, *arp8*, *txpo*, *ang5* y *ang6*. Para cada una de las 155, se aplicó la FFT y se seleccionaron los períodos presentes en el espectro con mayor amplitud. Se ignoraron períodos menores a medio día, ya que no los consideramos de significado físico sino propio del método. Es decir, que pueden aparecer frecuencias altas en los gradientes, mayores a 12 hs pero son utilizadas por la FFT para generar un mejor ajuste en los datos y no las consideramos porque sabemos que no tienen significado físico alguno. A partir de los seis períodos con mayor amplitud de cada espectro individual, se realizó un histograma que es el que se presenta en la figura. En los gradientes, para representar la mayoría de la energía, fueron necesarias menos componentes que en el ZTD, debido a que es un parámetro de segundo orden.

Para el estudio de las periodicidades presentes en los gradientes troposféricos horizontales se realizó un estudio análogo al del ZTD descrito más arriba y los 6 períodos con mayor amplitud se dispusieron en las figuras 3.24, para los productos de UNR a la derecha y para los de TOMION v2 a la izquierda. Como se puede apreciar, el período diurno se ve en alrededor de 100 ocasiones en ambas distribuciones y un período de 6 días se hace presente también en muchos de los espectros. Este último se puede deber al paso de la tormenta que tuvo una duración aproximada de 6 a 7 días. El período diurno que vemos en este análisis aporta un resultado novedoso a la relación de los gradientes troposféricos con las variables atmosféricas.

3.1.8.3.3. Correlación con las variables de ERA5 En esta sección vamos a describir el análisis que hicimos de las series temporales de los gradientes troposféricos durante las dos semanas en las que tuvo lugar el huracán. El principal objetivo de este apartado es estudiar el significado físico de los gradientes troposféricos mediante el cálculo de las correlaciones con tres variables atmosféricas: presión, viento y vapor de agua que obtuvimos de ERA5. Tanto la presión como el vapor de agua atmosférico son variables escalares, en-

tonces las correspondientes correlaciones se realizaron con las derivadas direccionales de los respectivos campos, para comparar las cantidades en dirección este y norte con los gradientes troposféricos este y norte, respectivamente. La comparación con el viento se hizo directamente con las componentes este y norte, ya que es un campo vectorial. Como la resolución temporal de ERA5 es cada 1 hora y la de los productos que obtuvimos con TOMION v2 es de 30 segundos, para realizar estas comparativas se seleccionó el dato del gradiente del ZTD en las horas que estaba disponible la variable atmosférica.

En la figura 3.25 hemos graficado los gradientes del campo de vapor de agua de ERA5 en rojo, y los gradientes troposféricos en negro. El campo representado en curvas de niveles en colores del azul al amarillo, es el campo escalar correspondiente al vapor de agua para el día 29 de agosto a las 6 hr UTC. Se puede apreciar que en las zonas donde las curvas de nivel siguen una disposición más bien paralela entre sí y las líneas se juntan, allí los gradientes troposféricos y los del vapor de agua coinciden en dirección y sentido, mientras que en zonas con menores cambios espaciales, las similitudes entre los campos tienden a desaparecer. La zona del centro del huracán se presenta un poco más caótica en cuanto a la distribución de los campos. Por otro lado, también podemos apreciar en la secuencia temporal, donde se disponen 10 mapas horarios desde el 29 de agosto a las 3 horas UTC hasta las 10 horas del mismo día, que la relación entre los gradientes troposféricos y los del vapor de agua se mantiene con la misma disposición en todos los mapas. En cada panel, se anota abajo a la derecha la correlación de cada componente como R_E y R_N , que en estos 8 mapas van desde 56 % hasta 89 % para la este y desde 61 % hasta 90 % para la norte. Las estadísticas se realizaron para los gradientes mayores a 3 mm pero en la figura se grafican todos.

La figura 3.26 presenta el campo escalar del viento que se calculó como la raíz cuadrada de la suma de las componentes del viento al cuadrado. Ahora los vectores rojos en la figura representan el viento directamente y los vectores negros son los gradientes troposféricos, los mismos que en la figura anterior. Podemos apreciar en esta figura, que los campos son mayormente perpendiculares entre sí. Efectivamente, las correlaciones van desde 68 % hasta 96 % para la componente este y desde 0 % hasta -72 % para la norte.

Finalmente, la figura 3.27 muestra el campo de presión atmosférica, sus gradientes y los gradientes troposféricos con la misma convención que en las dos figuras anteriores. Acá podemos apreciar que los gradientes troposféricos se disponen en la misma dirección pero sentido opuesto que los gradientes del campo de presión. En este caso las correlaciones son desde -48 % hasta 91 % para la componente este y desde 10 % hasta 98 % para la componente norte.

Los resultados cuantitativos de esta comparativa con las variables de ERA5 se muestran en la figura 3.28, donde P , WV y V representan las correlaciones entre los gradientes troposféricos mayores a 3 mm y los de la presión, los del vapor de agua y las componentes del viento, respectivamente. Es decir que hemos juntado los R_N y R_E de cada sección temporal, como por ejemplo cada panel de las figuras 3.25, 3.26 o 3.27 desde el 19 de agosto hasta el 1 de septiembre. Por un lado se puede ver que, en general, los gradientes troposféricos

se correlacionan mejor con los del vapor de agua que con los de la presión o los vientos y esto ocurre tanto para la componente este como para la norte. Hemos dispuesto todos los datos de cada variable correspondientes al mismo día sobre la misma abscisa, ya que la periodicidad diurna presente en los datos y estudiada en la sección 3.1.8.3.2, hacen que el gráfico sea menos claro.

Además, podemos ver que las correlaciones con los campos de gradientes de presión son mayores antes del huracán, es decir del 19 al 24 de agosto, y que se hacen más negativas después del 26 de agosto; mientras que con los vientos o los gradientes de vapor de agua, las correlaciones se presentan más grandes después del huracán. Podemos notar también que las correlaciones se presentan con un período aparente de 6 o 7 días, en concordancia con lo encontrado en los espectros de frecuencia. Claramente, entre los días 25 y 26 de agosto, el comportamiento de estas correlaciones cambia, y por lo tanto el de las variables en sí mismas. Estos resultados evidencian por un lado, la relación intrínseca de las variables atmosféricas con los gradientes y por otro, la sensibilidad de los gradientes al pasaje del huracán.

Resumiendo, en términos generales pudimos ver que los gradientes troposféricos están relacionados con los gradientes del vapor de agua tanto antes como durante y después de la tormenta. La correlación con los gradientes de presión o con el viento, es más alta después del huracán que antes. Estas características son más notorias en la componente este que en la norte.

3.1.9. Conclusiones

En este capítulo de la tesis hemos visto que los gradientes troposféricos horizontales calculados con TOMION v2, poseen la misma calidad que los de la Universidad de Reno, Nevada, USA obteniendo correlaciones del 63 y 67%, para los gradientes este y norte, respectivamente. También vimos que las variaciones en función de los modos de procesamiento son despreciables, cuando procesamos en PPP y no tanto así cuando procesamos en relativo. Pudimos corroborar que los gradientes están implementados de forma correcta en el programa ya que hemos visto, en una red de 11 estaciones, tanto durante la ocurrencia de un evento climático como durante un período de atmósfera calma, que la repetibilidad de las coordenadas horizontales de las estaciones mejora considerablemente cuando se incluyen dichos gradientes en los cálculos. En todos los casos, se utilizaron estaciones de la red CORS y en particular para las fechas que abarcaron el huracán Harvey, desde el 19 de agosto hasta el 1 de septiembre de 2017.

Además, hemos analizado la naturaleza de la dependencia temporal del ZTD durante la tormenta y vimos un incremento del 3.4 al 4.7 % para nueve de los once sitios. Los otros dos sitios restantes son aquellos que están ubicados más lejos del huracán. También, en esta aplicación se estudió el comportamiento de los gradientes troposféricos durante la tormenta y se pudo apreciar que sus direcciones e intensidades se veían modificadas durante el acercamiento del huracán. El método que se utilizó para identificar una época a la

cuál atribuirle el momento del cambio de comportamiento fue calcular una serie temporal idéntica al ZTD, pero con su tendencia deducida $\tilde{Z}$, y allí quedarnos con el momento en el que $\tilde{Z}$ se hace máxima. Las series de los gradientes fueron divididas en dos: *Quiet* desde el comienzo del análisis hasta ese momento y *Storm* desde éste hasta el final del análisis. A partir del estudio de las direcciones e intensidades en estos dos períodos, pudimos ver que la distribución de las orientaciones de los gradientes durante el período *Stormy* cambian drásticamente de sudeste a noreste, en general y que la orientación preferencial durante el período *Quiet* es hacia el Golfo de México o sin una clara preferencia. También notamos que los gradientes anómalos ocurren desde uno a tres días antes de que el huracán tocara tierra en la zona de estudio y que aparecen claramente perpendiculares a las isobaras. El menor gradiente anómalo encontrado para las 11 estaciones es de 3mm, lo cual establece un valor de filtrado para definir gradientes significativos.

En una ampliación de la ventana y densificación del área de estudio a 14 días y 160 estaciones, pudimos analizar más en profundidad la relación de los gradientes troposféricos con las variables físicas atmosféricas, como por ejemplo en este caso, el viento, la presión y el vapor de agua, obtenidos de la base de datos de ERA5. A partir de ellos pudimos identificar que los gradientes troposféricos están correlacionados con los gradientes del vapor de agua, tanto antes como durante y después del huracán. La correlación con el viento y los gradientes de presión es más alta durante y después del huracán que antes y aún más alta para la componente este que para la norte. Este estudio exhaustivo del análisis de las correlaciones con las variables atmosféricas identificó así dos características novedosas: en primer lugar que los gradientes troposféricos se corresponden con los gradientes de vapor de agua, y en segundo lugar, que son sensibles al pasaje del huracán. Además en este trabajo, vimos que tanto el ZTD como los gradientes troposféricos presentan en sus espectros de frecuencia, una clara componente diurna, así como también una de 6 o 7 días aproximadamente, coincidentemente con la duración del evento climático.

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Figura 3.25. Campos de gradientes troposféricos en vectores negros y de gradientes de vapor de agua en rojos. Coeficientes de correlación R_E y R_N de cada hora anotados abajo a la derecha de cada figura. La escala de cada campo vectorial está graficada abajo a la izq. y se corresponde con el vector unitario de cada campo.

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Figura 3.26. Campos de gradientes troposféricos en vectores negros y de viento en rojos. Coeficientes de correlación R_E y R_N de cada hora anotados abajo a la derecha de cada figura. La escala de cada campo vectorial está graficada abajo a la izq. y se corresponde con el vector unitario de cada campo.

3.1. Análisis de los gradientes troposféricos en el huracán Harvey

Figura 3.27. Campos de gradientes troposféricos en vectores negros y de gradientes de presión en rojos. Coeficientes de correlación R_E y R_N de cada hora anotados abajo a la derecha de cada figura. La escala de cada campo vectorial está graficada abajo a la izq. y se corresponde con el vector unitario de cada campo.

Figura 3.28. Correlaciones entre los gradientes de presión (P), los vientos este y norte (W) y los gradientes del vapor de agua (WV) con los gradientes este y norte troposféricos mayores a 3 mm, respectivamente.

3.2. Estudio de la vertical en una Sudestada

En este capítulo se desarrollará el estudio que fue publicado en Graffigna et al. (2019a), en el cual se analizó el impacto de modelar el desplazamiento vertical de una estación GNSS, ubicada en Montevideo, mediante un modelo empírico basado en observaciones en marégrafos, durante un evento climático extremo conocido como sudestada. También se estudió el efecto de considerar, mediante un modelo apropiado, el hecho de que la estación tenga un reloj muy preciso, como es el de cesio que se encuentra en la propia estación y que disciplina al reloj interno del receptor. Todos estos análisis llevarán a conclusiones sobre las posibles implicancias que tendrán sobre la estimación del ZTD en contextos donde el sitio sufra un evento climático extremo, en conexión con la temática de esta tesis.

3.2.1. Introducción

Las variaciones transitorias y estacionales en las series temporales de las posiciones obtenidas con los GNSS son generalmente atribuidas a la respuesta elástica de la corteza de la tierra a las cargas no mareales (en inglés non-tidal loading (NTL)) (Blewitt et al., 2001). La variación espacio-temporal de la masa de los océanos, la atmósfera y los sistemas hidrológicos es la fuente de estos episodios de carga, que afectan principalmente la posición vertical de la estación (van Dam et al., 2001). Estimar con exactitud la posición es de importancia tanto para la materialización del marco de referencia terrestre internacional (International Terrestrial Reference Frame, ITRF, Collilieux et al. (2012)) como para comprender los procesos geofísicos que subyacen a los fenómenos (Zou et al., 2014). Un caso particular de una carga hidrológica, conocido como mareas de tormenta, ocurre cuando el arrastre del viento causa un incremento o descenso en la altura de la masa de agua con respecto al valor promedio predicho por la marea astronómica. Fratepietro et al. (2006) mostraron que grandes mareas de tormenta, con duraciones típicas de alrededor de un día, pueden cambiar la posición vertical del área afectada en hasta algunos centímetros.

Algunos estudios han mostrado que los efectos de las NTL pueden ser identificados en las series temporales de las coordenadas derivadas de GPS; por ejemplo, Virtanen and Mäkinen (2003) reportaron un desplazamiento vertical de 0.11 m causado por 1 m de carga de agua; Nordman et al. (2015) mostraron que se reduce significativamente la dispersión en las series de tiempo de coordenadas GPS si se tienen en cuenta los efectos de las NTL, y por ende, sugieren que se obtiene una mejora en la exactitud de las coordenadas. Geng et al. (2012) mostraron que los desplazamientos causados por las mareas de tormenta son del mismo orden de magnitud que el ruido de las coordenadas calculadas con GPS, y por lo tanto evidenciando la complejidad del problema.

Santerre (1991) y Santerre et al. (2017) realizaron los primeros estudios hechos en profundidad de la propagación de errores de las observaciones GPS en los parámetros estimados, como el ZTD, el error del reloj del receptor (Δt), y la coordenada vertical de la estación. Mostraron que, debido a la dependencia con el ángulo de elevación, la altura de la estación, el retardo troposférico y la el error de reloj del receptor son incógnitas corre-

lacionadas. Estas estimaciones pueden parcialmente compensarse entre sí, obteniendo un buen ajuste de las observaciones pero aun así obtener parámetros erróneos.

Estimar las posiciones con alta resolución temporal, por ejemplo, subdiaria, es un problema intrínsecamente con muchos grados de libertad; cuanto más grande la resolución temporal deseada, más cantidad de parámetros independientes a ser estimados a partir de la misma muestra de datos. La cantidad de parámetros depende de la situación, por ejemplo si el receptor se está moviendo. Como no aprovechar la estabilidad de algunas incógnitas se reduce la confiabilidad de las estimaciones, se han desarrollado estrategias para reducir, o al menos ajustar, el error que se comete sin perder la resolución temporal de las coordenadas estimadas. Un ejemplo de este abordaje es el que han utilizado Weinbach and Schön (2009), quienes ajustaron la variación temporal en la estimación de Δt . Más recientemente, Weinbach and Schön (2015) mostraron que los desplazamientos repentinos del suelo causados por un terremoto pueden ser capturados solamente por observaciones GPS si la variación del reloj del receptor es modelada correctamente.

En este capítulo, abordamos el problema de obtener estimaciones confiables del desplazamiento vertical de una estación GPS ubicada cerca del Río de La Plata durante una fuerte marea de tormenta, que en este caso particular se la denomina sudestada. Para esto, usamos una estrategia original basada en: (1) describir el movimiento vertical con un modelo empírico de la respuesta elástica de la corteza terrestre a la carga variable de la sudestada, que permite describir el movimiento vertical con una resolución temporal de un hora, la cual es la resolución temporal del modelo de sudestada que se utilizó para este estudio y que explicaremos con detalle más adelante. De esta manera se estima un solo parámetro que llamaremos parámetro empírico elástico EEP (por sus siglas en inglés, empirical elastic parameter). Y (2) restringiendo a priori la variabilidad de la estimación de Δt , aprovechando la estabilidad del reloj atómico conectado al receptor GPS.

En las secciones a continuación, describiremos el procesamiento realizado a los datos GPS, incluyendo la modificación que se le realizó al software para representar el desplazamiento de la coordenada vertical de la estación como un modelo empírico de la elasticidad de la corteza terrestre.

3.2.2. Propuesta de investigación

Para el procesamiento de los datos se utilizó el programa TOMION v2 Hernández-Pajares et al. (2003) como para todos los estudios que se abarcaron en esta tesis. En este estudio se usaron órbitas y relojes de alta resolución temporal provistos por CODE Center for Orbit Determination in Europe (Dach et al., 2016). Se aplicaron las correcciones por marea de tierra sólida, marea astronómica y movimiento del polo, tal como se describe en Petit and Luzum (2010). La marea oceánica se calcula usando el modelo FES2004 Lyard et al. (2006). La carga mareal atmosférica, causada por las componentes diurnas y semidiurnas, se calculó usando el modelo de Van Dam and Ray (2010). Al igual que en los estudios anteriores, las componentes húmedas y secas del retardo troposféricos fueron modelados

según Boehm et al. (2006), y los gradientes son mapeados usando la función de mapeo de Chen and Herring (1997).

Para este trabajo se modificó la forma en la que el programa TOMION v2 realiza las estimaciones de la coordenada vertical. Hemos desestimado el efecto de la carga en las componentes horizontales de la posición, ya que se asume que son tres veces menores que en la vertical (Geng et al., 2012). Por lo tanto, las coordenadas horizontales se mantienen fijas a las de partida, que provienen de un procesamiento con el mismo software de dos días cuya coordenada final corresponde al día de partida del estudio. Para describir el movimiento vertical de la coordenada de la estación, hemos implementado el modelo elástico empírico basado en la teoría de Boussinesq (1885), tal y como se implementa en Bevis et al. (2005), donde se asume que la corteza de la tierra se comporta como un cuerpo elástico, homogéneo e isotrópico, caracterizado por el módulo de Young y la razón de Poisson.

Disponemos los ejes coordenados tal que e (este), n (norte), y u (vertical) son los ejes del sistema de coordenadas local, cuyo origen fue puesto en la posición media de la estación obtenida en el procesamiento de dos días previos. Entonces, la coordenada vertical $u(t)$ de la estación en el momento t , debido a la distribución de la altura del agua $w(n, e, t)$ dada por la sudestada, es:

$$u(t) = \frac{1 - \nu^2}{\pi E} P(t) \quad (3.13)$$

donde $\frac{1 - \nu^2}{\pi E}$ es el EEP y $P(t)$ es el potencial newtoniano en la estación MTV1 creada por la distribución de altura del agua de la tormenta:

$$P(t) = -\rho g \int_S \frac{w(n, e, t)}{\sqrt{e^2 + n^2}} de dn \quad (3.14)$$

donde S es la región del estuario, ρ es la densidad del agua en el río (1003 kg m^{-3}) y g es la aceleración de la gravedad (9.8 m s^{-2}).

Como $w(n, e, t)$ puede ser estimado con un dado modelo, modificamos el programa para estimar sólo el EEP para todo el período de estudio, según las expresiones 3.13 y 3.14, en vez de la posición 3D para cada época. De esta manera, calculamos un solo valor de EEP, junto con el ZTD y un valor de Δt por cada época, por ende, reduciendo drásticamente los grados de libertad del modelo y, por lo tanto, mejorando la confiabilidad de los parámetros estimados.

3.2.3. Datos y estrategias de procesamiento

Ubicado en los 35°S , en la costa este de Sudamérica, el estuario del Río de La Plata, ofrece un excelente laboratorio natural para la investigación de fenómenos de carga hidrológica. Con un área total de $35,000 \text{ km}^2$, es uno de los estuarios más grandes del mundo. Su ancho varía desde 220 km en la parte más amplia y 2 km en la parte interior, pero la profundidad del agua es muy variable, en promedio de entre 5 y 15 m (Guerrero et al., 1997). Su régimen hidrológico es bien complejo debido a su geometría tanto horizontal

Figura 3.29. Ubicación de los mareógrafos en círculos rojos, usados para calcular la distribución de la altura del agua de la sudestada. Con un cuadrado verde se indica la estación GNSS MTV1.

como vertical, la influencia de las olas de marea que provienen del océano Atlántico, su interacción con la atmósfera y las variaciones estacionales de los ríos que desembocan en el estuario (D'Onofrio et al., 2012). La amplitud de la marea astronómica es de 1.4 m en el exterior del estuario y 0.4 m en el interior del mismo. Las mareas de tormenta pueden causar que el nivel del agua supere o que se encuentre por debajo de la marea astronómica por 1 m, con una máxima histórica de 3.89 m, la cual ocurrió en 1989 (D'Onofrio et al., 2008).

El período analizado en este estudio se extiende desde el 16 de marzo de 2016 a las 00 UT, que corresponde al DOY 76, hasta el 21 de marzo de 2016 a las 24 UT, correspondiente al DOY 81. Durante este período, se desarrolló una sudestada positiva, modificando la altura del agua desde 0.4 m por debajo de la marea astronómica en el DOY 77.92 hasta 2 m por arriba de la misma el 78.88, después de la cual, el nivel del agua bajó por tres días, hasta que se retomó el régimen regular el DOY 81.75.

La distribución de la altura del agua $w(n, e, t)$ causada por la sudestada fue calculada usando el modelo empírico desarrollado por Oreiro et al. (2017), el cual se basa en observaciones de siete mareógrafos, cuyas ubicaciones se muestran en la figura 3.29.

En la figura 3.30 se muestran dos curvas: una violeta que representa la evolución temporal del potencial Newtoniano en la estación MTV1, la cual resultó de la integración de distribución de la altura del agua $w(n, e, t)$ según la ecuación 3.14, y la otra curva, la verde, muestra la evolución temporal de la altura residual del agua, calculada sustrayendo de la marea astronómica la altura del agua observada en el mareógrafo ubicado cerca de la estación GNSS.

Las observaciones GPS que se usaron para este estudio, se obtuvieron del receptor MTV1 (56.1763°W, 34.9136°S), una estación de la red global del IGS. Este receptor está conectado a un reloj externo de cesio y registra observaciones con una frecuencia de muestreo

Figura 3.30. Evolución temporal del potencial en MTV₁ ($P(t)$ en violeta) y altura del agua causada por la tormenta ($w(MTV1,t)$ en verde).

de 30 s.

Para poder investigar el efecto que tiene reducir el grado de libertad del problema en los parámetros estimados, y aprovechando que el reloj de la estación en cuestión utiliza un reloj externo de cesio, estimamos el EEP y el ZTD aplicando dos estrategias diferentes para la estimación del Δt :

- (a) Ajustando la variabilidad del Δt con una desviación estándar de 2×10^{-12} (equivalente a 0.0625 cm/época), lo cual es compatible con una estabilidad en frecuencia relativa de 7×10^{-14} típica de un reloj de cesio (Krawinkel and Schön, 2016); y.
- (b) Estimando un Δt independiente en cada época, lo cual es equivalente a ignorar la existencia de un reloj externo de cesio y asumiendo que el receptor tiene un reloj interno de cuarzo convencional. Esto también se llama estimación sin memoria, y corresponde a asignarle un ruido de proceso infinito al parámetro Δt .

3.2.4. Resultados

En esta sección primero discutiremos el efecto que las estrategias mencionadas anteriormente tienen en la estimación del EEP, y luego la influencia de considerar y no considerar el modelo de la sudestada en la estimación del EEP, Δt y el ZTD. En lo consiguiente la estrategia (a) será referida como *ajustada* y la estrategia (b) como *ruido blanco*.

Ambas estrategias derivaron a diferentes estimaciones del EEP: $2.88 \times 10^{-3} \text{ GPa}^{-1}$ para la estrategia ajustada y $1.82 \times 10^{-3} \text{ GPa}^{-1}$ la estrategia ruido blanco. Para poder determinar cuál de los valores es más realista, nos basamos en el modelo CRUST 1.0-A (Laske et al.,

Figura 3.31. Módulo de Young en GPa (izq.) y razón de Poisson (der.) derivados del modelo CRUST 1.0-A.

2013). Mayormente basado en datos sísmicos, este modelo describe la corteza y el manto superior terrestre mediante grillas globales de $1^\circ \times 1^\circ$ (latitud por longitud) y nueve capas en profundidad. Para cada punto de la grilla, el modelo provee las velocidades de las ondas sísmicas primarias y secundarias y la densidad y espesor de la capa. Estos parámetros permiten el cálculo del módulo de Young y la razón de Poisson (Mavko et al., 1998), los cuales se muestran en la figura 3.31. Hemos obtenidos los siguientes valores medios para la región en estudio $E = 97.8 \text{ GPa}$ y $\nu = 0.28$, de los cuales se obtiene un valor de EEP de $3.00 \times 10^{-3} \text{ GPa}^{-1}$ que llamaremos el EEP modelado. La gran coherencia entre éste y el que se calculó con la estrategia ajustada, o mejor dicho, la discrepancia con el que se obtiene con la estrategia de ruido blanco, refuerza la idea de que esta última estrategia produce una estimación menos acertada del EEP.

3.2.4.1. Coordenada vertical

La figura 3.32 muestra la coordenada vertical de la estación, dada por la ecuación 3.13, en conexión con el potencial $P(t)$. Las 3 curvas en esta figura son: la del modelo CRUST 1.0-A, la estimada con la estrategia ajustada y la estimada con la estrategia ruido blanco. Se puede ver que para el período analizado en este trabajo, la curva de la estrategia ajustada coincide muy bien con el modelo, con un máximo de 0.1 cm aproximadamente en el DOY 78.8, mientras que la estrategia ruido blanco, se desvía hasta casi 1 cm del modelo, especialmente luego de la sudestada.

3.2.4.2. Reloj y ZTD

En este apartado vamos a discutir la influencia que tiene la inclusión del modelo de la deformación vertical, como se detalló antes, en la estimación de los parámetros y en la correlación entre la deformación vertical, el Δt y el ZTD. Para poder abordar esto, reprocesamos los datos GPS en idénticas condiciones a las previas, pero ignorando el evento de la sudestada. En la práctica, esto fue logrado fijando la coordenada a la calculada a priori,

Figura 3.32. Variación en la coordenada vertical según las dos estrategias implementadas para el reloj y la dada por el modelo CRUST 1.0 A.

Figura 3.33. Diferencias en Δt (arriba) y ZTD (abajo) cuando la coordenada fija está fija menos cuando se modela el parámetro elástico, usando las estrategias ajustada (izq) y ruido blanco (der).

Coordenada vertical	Δt	Solución ajustada	Ruido Blanco
EEP estimado e implementado		EEPCT	EEPWN
Coordenada vertical fija		FIXCT	FIXWN

Tabla 3.6. Estrategias de procesamiento que se llevaron a cabo en este estudio.

Figura 3.34. ZTD cuando se modela el parámetro elástico, usando las estrategias ajustada para el reloj.

que proviene de un cálculo de dos días anteriores al experimento. De esta manera, se obtuvieron cuatro diferentes estimaciones para Δt y cuatro para el ZTD, incluyendo los que se obtuvieron en el procesamiento analizado anteriormente, donde el EEP fue implementado y estimado. Hemos etiquetado EEPCT y EEPWN, a aquellos procesamientos donde se estimó el EEP y donde el reloj se trató como un parámetro ajustado o con ruido blanco respectivamente; y aquellos donde el EEP no se estimó los llamamos FIXCT y FIXWN, para ajustado y ruido blanco respectivamente. Las cuatro estrategias de procesamiento se detallan en la tabla 3.6.

El siguiente paso fue considerar las estimaciones que emergen del procesamiento original (i.e., los valores de referencia) y compararlos con las estimaciones provenientes del reprocesamiento, bajo la premisa de que las diferencias entre ellos deberían reflejar las deficiencias el modelo que describe el desplazamiento vertical o, más explícitamente, ignorar el efecto de la sudestada en la vertical de la estación. Los resultados obtenidos se muestran

en la figura 3.33, donde los cuatro paneles, en todos los casos muestran la diferencia entre parámetros estimados con la coordenada vertical fija menos usando el modelo (FIX-EEP). La fila de arriba corresponde a diferencias de Δt , que se representan como $\delta\Delta t$, que están expresadas en metros porque fueron multiplicadas por la velocidad de la luz, o sea que representan el retardo. La fila de abajo representa diferencias en ZTD, y se las llamó δZTD . La columna izquierda corresponde a la estrategia ajustada y la derecha a la de ruido blanco. Esta figura nos muestra que ignorar el desplazamiento de la vertical en la estación genera una estimación errónea de los parámetros que, en este caso, se manifiestan como una subestimación del Δt y una sobreestimación del ZTD. La figura también muestra que la respuesta en las estimaciones es mayor cuando se usa la estrategia ajustada que cuando se usa la de ruido blanco. Consecuentemente, el desplazamiento vertical causado por la tormenta se podría estimar con más precisión si un reloj externo atómico (i.e., de cesio) es conectado a la estación GNSS y siempre que su variabilidad pueda ser representada correctamente.

La figura 3.34 muestra el ZTD obtenido cuando el modelo empírico de la sudestada es considerado en el procesamiento y cuando además también se estima el reloj con un ruido de proceso pequeño (estrategia ajustada). Se puede apreciar que el efecto de la sudestada en el ZTD, con un claro máximo en el DOY 78.5, especialmente capturado por la metodología aplicada.

3.2.5. Conclusiones

En esta aplicación, hemos visto que la respuesta elástica de la corteza de la Tierra como resultado de un evento de carga de corta duración, puede ser correctamente estimado usando un modelo empírico de la sudestada en el Río de La Plata. Dicho modelo incluye el potencial newtoniano, el cual describe la carga y mediante el ajuste de un sólo parámetro proporcional a la deformación vertical, en vez de la vertical misma, fuimos capaces de estimar un desplazamiento cuyo período es menor a un día. Esta señal es difícil de capturar mediante procesamientos de rutina clásicos con GPS porque para señales de corto período, la correlación entre el ZTD, el error del reloj del receptor y la coordenada vertical, causan que el evento de cierta manera se reparta entre ellas. De todas maneras, determinamos que cuando el reloj del receptor está conectado a un oscilador atómico, es decir que tiene una gran estabilidad, entonces limitando su parámetro de proceso estocástico puede debilitar la correlación con la altura de la estación, y por lo tanto, recuperar mejor la deformación causada por la carga producida por la sudestada. Además, hemos sido capaces de estimar un parámetro elástico que se encontró en muy buena concordancia con la referencia, el modelo CRUST 1.0-A, que cuando el modelado del error del reloj del receptor es aplicado, entonces la deformación de la vertical que se obtiene difiere en 0.1 cm con el modelo. Sin tener en cuenta la variabilidad del error del reloj del receptor, sin embargo, la diferencia entre la señal recuperada y la del modelo es del orden de 1 cm. El modelado del reloj provee el potencial para conseguir una solución más estable y confiable para el ZTD, para

la coordenada vertical y para el reloj en sí mismo, durante el período de la tormenta.

Capítulo 4

Conclusiones generales

La amplia disponibilidad espacial y la altísima resolución espacial de datos que proveen las redes GPS, junto con su capacidad de operabilidad continua, para la determinación de variables relacionadas con el clima, presenta un escenario ideal para la explotación de su uso para el modelado de variables de interés geofísico. En este caso, la motivación de esta tesis fue la de mejorar el modelado troposférico en el software TOMION v2, con el fin de facilitar y aumentar la confiabilidad de la estimación de parámetros geofísicos.

El ZTD es uno de los parámetros estimados en los procesamientos de observaciones GPS con mayor interés, tanto a nivel climatológico como para examinar la precisión y el desempeño del programa con el que se determinan las variables. En esta tesis, el objetivo principal fue el de mejorar la calidad de las estimaciones troposféricas y, por consecuencia, aquellos parámetros relacionados con el ZTD.

Las tareas realizadas concernientes al desarrollo de la tesis han involucrado en primer lugar el estudio, conocimiento y familiarización con una nueva herramienta de trabajo: el programa TOMION v2. En segundo lugar, se prosiguió a la actualización del modelado troposférico, incluyendo los gradientes horizontales troposféricos al diseño del problema. A continuación, se implementaron actualizaciones que implican mejoras en los parámetros de la determinación troposféricas: el error del reloj del receptor y la coordenada vertical. Finalmente, se propusieron escenarios para la evaluación práctica y validación de los modelos propuestos, que se llevó a cabo principalmente mediante el procesamiento y análisis de datos de estaciones GPS permanentes posicionadas en lugares estratégicos para el estudio de fenómenos climáticos. El trabajo fue subdividido en tres partes o tareas principales, respectivamente, que son (a) la descripción del modelado de las observaciones GPS en el programa TOMION v2, (b) la definición de la estrategia propuesta para el modelado de los gradientes troposféricos, el error del reloj del receptor y la coordenada vertical de la estación, y (c) la validación práctica de cada uno de esos modelos. Las investigaciones y hallazgos más importantes se resumen a continuación.

En esta tesis se validó la estrategia de procesamiento y la implementación de los gradientes horizontales en el programa TOMION v2. En primer lugar, se incluyeron nuevas técnicas en el programa y se validaron haciendo uso de una pequeña red de 11 estaciones.

Con este estudio preliminar se logró validar la implementación de los gradientes troposféricos en el programa y mostrar que estos parámetros muestran claramente una relación con el evento climático, ya que se evidencia, antes y después del pasaje del huracán, un comportamiento diferente en la mayoría de las estaciones. Luego, pudimos corregir una breve latencia que se presentaba en los datos mediante la calibración de los procesos estocásticos que rigen a la determinación del ZTD y a la de los gradientes, así como también estudiar la incidencia en las estimaciones del cambio del peso de las observaciones. Siguiendo con esta aplicación, se procesaron datos de una red de 160 estaciones y se profundizó el análisis de los gradientes y su relación con las variables atmosféricas. Los resultados demostraron una evidente relación entre los gradientes troposféricos y los del vapor de agua atmosféricos. Se observó también que cuando los gradientes eran menores a 3mm, no aportan información en relación al huracán. Se usaron las variaciones espaciales y temporales de las variables asociadas y sus gradientes para mostrar que se pueden detectar con GNSS si son suficientemente grandes.

También, pudimos aplicar el estudio del ZTD con TOMION v2, en otro evento extremo: una sudestada. Esta marea de tormenta extraordinaria que ocurre en el Río de La Plata, normalmente a fines del verano, trae aparejado un crecimiento de la altura del río y por consiguiente, una deformación del suelo, más precisamente de la coordenada vertical que puede ser apreciada en las estaciones GPS. Esto es así, siempre y cuando, hemos corroborado, que pueda incluirse en el modelado un conocimiento sobre cómo se ve afectada la coordenada vertical y además modelar correctamente la variabilidad del error del reloj del receptor. En tanto estas dos cosas no sucedan, el error en la estimación afecta directamente la variable del ZTD en hasta 1cm.

En conclusión, el impacto y los beneficios del modelado preciso de la troposfera, beneficia a la determinación conjunta de otros parámetros estimados con GPS. Además, este trabajo también puede verse como un punto de partida para estudios más profundos en el campo del modelado de relojes y de la vertical, en general, y el potencial de los modelos troposféricos en aplicaciones basadas en GNSS.

Bibliografía

- ACMG, H. (2015). Atmospheric and chemistry modeling group, <http://acmg.seas.harvard.edu/>.
- Allan, D. W. et al. (1987). Time and frequency(time-domain) characterization, estimation, and prediction of precision clocks and oscillators. *IEEE transactions on ultrasonics, ferroelectrics, and frequency control*, 34(6):647–654.
- Anderle, R. (1978). Geodetic applications of the navstar global positioning system. In *Proceedings of the Second International Symposium on Problems Related to the Redefinition of North American Geodetic Networks*, pages 463–480.
- Askne, J. and Nordius, H. (1987). Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather data. *Radio Science*, 22(3):379–386.
- Bar-Sever, Y. E., Kroger, P. M., and Borjesson, J. A. (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single gps receiver. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3):5019–5035.
- Barry, R. G. and Chorley, R. J. (2009). *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge.
- Bernhard Hofmann-Wellenhof, H. L. and Wasle, E. (2008). *GNSS - Global Navigation Satellite Systems*. Springer.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L. P., Forsberg, B., Smalley Jr, R., and Becker, J. (2005). Seasonal fluctuations in the mass of the amazon river system and earth’s elastic response. *Geophysical research letters*, 32(16).
- Blewitt, G., Hammond, W. C., and Kreemer, C. (2018). Harnessing the gps data explosion for interdisciplinary science. *Eos*, 99:1–2.
- Blewitt, G., Lavallée, D., Clarke, P., and Nurutdinov, K. (2001). A new global mode of earth deformation: Seasonal cycle detected. *Science*, 294(5550):2342–2345.
- Boehm, J., Werl, B., and Schuh, H. (2006). Troposphere mapping functions for gps and very long baseline interferometry from european centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *Journal of geophysical research: solid earth*, 111(B2).

- Böhm, J., Möller, G., Schindelegger, M., Pain, G., and Weber, R. (2015). Development of an improved empirical model for slant delays in the troposphere (gpt2w). *GPS Solutions*, 19(3):433–441.
- Böhm, J., Niell, A., Tregoning, P., and Schuh, H. (2006). Global mapping function (gmf): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7).
- Böhm, J. and Schuh, H. (2004). Vienna mapping functions in vlbi analyses. *Geophysical Research Letters*, 31(1).
- Böhm, J. and Schuh, H. (2013). *Atmospheric effects in space geodesy*. Springer.
- Boussinesq, M. (1885). *Applications des potentiels a l'Etude de l'Equilibre et du Mouvement des Solid elastiques*. Gauthier-Villars.
- Chandrasekar, A. (2010). *Basics Of Atmospheric Science*. PHI Learning Private Limited.
- Chao, C. (1972). A model for tropospheric calibration from daily surface and radiosonde balloon measurements. *Tech. Memo. 391-350, Jet Propul. Lab.*
- Chapman, S. (1931). The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth. *Proceedings of the Physical Society* (1926-1948), 43(1):26.
- Chen, G. and Herring, T. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9):20489–20502.
- Collilieux, X., van Dam, T., Ray, J., Coulot, D., Métivier, L., and Altamimi, Z. (2012). Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating gps frame parameters. *Journal of Geodesy*, 86(1):1–14.
- Dach, R., Lutz, S., Walser, P., and Fridez, P. (2015). Bernese gnss software version 5.2.
- Dach, R., Schaer, S., Arnold, D., Orliac, E., Prange, L., Susnik, A., Villiger, A., and Jäggi, A. (2016). Code final product series for the igs.
- Davis, J., Herring, T., Shapiro, I., Rogers, A., and Elgered, G. (1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio science*, 20(6):1593–1607.
- D'Onofrio, E., Oreiro, F., and Fiore, M. (2012). Simplified empirical astronomical tide model - an application for the río de la plata estuary. *Computers & Geosciences*, 44:196–202.
- D'Onofrio, E. E., Fiore, M. M., and Pousa, J. L. (2008). Changes in the regime of storm surges at buenos aires, argentina. *Journal of Coastal Research*, (24):260–265.
- Edward J. Tarbuck, F. K. L. and Tasa, D. G. (2010). *Earth Science*. Prentice Hall.

- Fratepietro, F., Baker, T., Williams, S., and Van Camp, M. (2006). Ocean loading deformations caused by storm surges on the northwest european shelf. *Geophysical Research Letters*, 33(6).
- García-Fernández, M., Hernandez-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., Orus, R., Coisson, P., Nava, B., and Radicella, S. (2003). Combining ionosonde with ground gps data for electron density estimation. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 65(6):683–691.
- Geng, J., Williams, S. D., Teferle, F. N., and Dodson, A. H. (2012). Detecting storm surge loading deformations around the southern north sea using subdaily gps. *Geophysical Journal International*, 191(2):569–578.
- Graffigna, V., Brunini, C., Gende, M., Hernández-Pajares, M., Galván, R., and Oreiro, F. (2019a). Retrieving geophysical signals from GPS in the La Plata river region. *GPS Solutions*, 23(3):1–7.
- Graffigna, V., Hernández-Pajares, M., Gende, M., Azpilicueta, F., and Antico, P. (2019b). Interpretation of the tropospheric gradients estimated with gps during hurricane harvey. *Earth and Space Science*, 6(8):1348–1365.
- Guerrero, R. A., Acha, E. M., Framin, M. B., Lasta, C. A., et al. (1997). Physical oceanography of the río de la plata estuary, argentina. *Continental shelf research*, 17(7):727–742.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., and Sanz, J. (2000a). Improving the abel inversion by adding ground gps data to leo radio occultations in ionospheric sounding. *Geophysical Research Letters*, 27(16):2473–2476.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., and Aragón-Ángel, A. (2012). Propagation of medium scale traveling ionospheric disturbances at different latitudes and solar cycle conditions. *Radio Science*, 47(6).
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., and Colombo, O. (2002). Improving the real-time ionospheric determination from gps sites at very long distances over the equator. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 107(A10).
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., and Colombo, O. L. (2000b). Application of ionospheric tomography to real-time gps carrier-phase ambiguities resolution, at scales of 400-1000 km and with high geomagnetic activity. *Geophysical Research Letters*, 27(13):2009–2012.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., Orus, R., Garcia-Rigo, A., Feltens, J., Komjathy, A., Schaer, S., and Krankowski, A. (2009). The igs vtec maps: a reliable source of ionospheric information since 1998. *Journal of Geodesy*, 83(3-4):263–275.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J., Sanz, J., and Sole, J. (1998). Global observation of the ionospheric electronic response to solar events using ground and leo gps data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 103(A9):20789–20796.

- Hernández Pajares, M., Juan, J. M., Sanz, J., Aragón-Ángel, A., Ramos-Bosch, P., Samson, J., Tossaint, M., Albertazzi, M., Odijk, D., Teunissen, P. J., De Bakker, P., Verhagen, S., and Van Der Marel, H. (2010). Wide-area rtk: high precision positioning on a continental scale. *Inside GNSS*, 5(2):35–46.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J. M., Sanz, J., Colombo, O. L., and van der Marel, H. (2001). A new strategy for real-time integrated water vapor determination in wadgps networks. *Geophysical Research Letters*, 28(17):3267–3270.
- Hernández-Pajares, M., Juan, J. M., Sanz, J., Orús, R., García-Rodríguez, A., and Colombo, O. L. (2004). Wide area real time kinematics with galileo and gps signals. *Europe*, 17:03–00.
- Hernández-Pajares, M., Zomoza, J., Subirana, J. S., and Colombo, O. L. (2003). Feasibility of wide-area subdecimeter navigation with galileo and modernized gps. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(9):2128–2131.
- Herring, T. (1992). Modeling atmospheric delays in the analysis of space geodetic data. *Proceedings of Refraction of Transatmospheric signals in Geodesy*, eds. JC De Munck and TA Spoelstra, Netherlands Geodetic Commission Publications on Geodesy, 36.
- Herring, T., King, R., and McClusky, S. (2006). Gamit reference manual. *GPS Analysis at MIT, release*, 10:36.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., et al. (2020). The era5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., Hong, Y., Bowman, K. P., and Stocker, E. F. (2007). The trmm multisatellite precipitation analysis (tmpa): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, 8(1):38–55.
- Ichikawa, R., Kasahara, M., Mannoji, N., and Naito, I. (1995). Estimations of atmospheric excess path delay based on three-dimensional, numerical prediction model data. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 41(4):379–408.
- Ifadis, I. (1986). The atmospheric delay of radio waves: modelling the elevation dependence on a global scale. *Licentiate Thesis, Technical Report*, 38.
- Jin, S., Luo, O., and Gleason, S. (2009). Characterization of diurnal cycles in ztd from a decade of global gps observations. *Journal of Geodesy*, 83(6):537–545.
- Kaplan, E. and Hegarty, C. (1996). *Understanding GPS: Principles and Applications*. Artech House Mobile Communications Series. Artech House Publishers.

- Kačmařík, M., Douša, J., Zus, F., Václavovic, P., Balidakis, K., Dick, G., and Wickert, J. (2018). Sensitivity of gnss tropospheric gradients to processing options. *Annales Geophysicae Discussions*, 2018:1–19.
- Kleusberg, A. and Teunissen, P. J. G. (1996). *GPS for Geodesy*, volume 60. Springer.
- Krawinkel, T. and Schön, S. (2016). Benefits of receiver clock modeling in code-based gnss navigation. *Gps Solutions*, 20(4):687–701.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., and Pasyanos, M. (2013). Update on crust1.0 - a 1-degree global model of earth's crust. In *Geophys. Res. Abstr.*, volume 15, page 2658.
- Lu, C., Li, X., Li, Z., Heinkelmann, R., Nilsson, T., Dick, G., Ge, M., and Schuh, H. (2016). Gnss tropospheric gradients with high temporal resolution and their effect on precise positioning. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(2):912–930.
- Luenberger, D. G. (1997). *Optimization by vector space methods*. John Wiley & Sons.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., and Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: modern insights from fes2004. *Ocean dynamics*, 56(5-6):394–415.
- MacMillan, D. (1995). Atmospheric gradients from very long baseline interferometry observations. *Geophysical Research Letters*, 22(9):1041–1044.
- Marini, J. W. (1972). Correction of satellite tracking data for an arbitrary tropospheric profile. *Radio Science*, 7(2):223–231.
- Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J. (1998). *The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media*. University of Cambridge.
- Meindl, M., Schaer, S., Hugentobler, U., and Beutler, G. (2004). Tropospheric gradient estimation at code: Results from global solutions. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 82(1B):331–338.
- Milliner, C., Materna, K., Bürgmann, R., Fu, Y., Moore, A. W., Bekaert, D., Adhikari, S., and Argus, D. F. (2018). Tracking the weight of hurricane harvey's stormwater using gps data. *Science advances*, 4(9):eaau2477.
- Miyazaki, S., Iwabuchi, T., Heki, K., and Naito, I. (2003). An impact of estimating tropospheric delay gradients on precise positioning in the summer using the japanese nationwide gps array. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7).
- Niell, A. (1996). Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2):3227–3246.
- Niell, A. (2000). Improved atmospheric mapping functions for vlbi and gps. *Earth, planets and space*, 52(10):699–702.

- Nilsson, T., Böhm, J., Wijaya, D. D., Tresch, A., Nafisi, V., and Schuh, H. (2013). Path delays in the neutral atmosphere. In *Atmospheric Effects in Space Geodesy*, pages 73–136. Springer.
- Nordman, M., Virtanen, H., Nyberg, S., and Mäkinen, J. (2015). Non-tidal loading by the baltic sea: Comparison of modelled deformation with GNSS time series. *GeoResJ*, 7:14–21.
- Olivares-Pulido, G., Hernández-Pajares, M., Lyu, H., Gu, S., García-Rigo, A., Graffigna, V., Tomaszewski, D., Wielgosz, P., Rapiński, J., Krypiak-Gregorczyk, A., et al. (2021). Ionospheric tomographic common clock model of undifferenced uncombined gnss measurements. *Journal of Geodesy*, 95(11):1–13.
- Oreiro, F. A., Wziontek, H., Fiore, M. M. E., D’Onofrio, E. E., and Brunini, C. (2017). Non-tidal ocean loading correction for the argentinean-german geodetic observatory using an empirical model of storm surge for the río de la plata. *Pure and Applied Geophysics*, 175(5):1739–1753.
- Petit, G. and Luzum, B. (2010). Iers conventions (2010), iers technical notes 36, frankfurt am main: Verlag des bundesamts für kartographie und geodäsie, 179 pp. Technical report, ISBN 3-89888-989-6.
- Roma-Dollase, D., Hernández-Pajares, M., Krankowski, A., Kotulak, K., Ghoddousi-Fard, R., Yuan, Y., Li, Z., Zhang, H., Shi, C., Wang, C., et al. (2017). Consistency of seven different gnss global ionospheric mapping techniques during one solar cycle. *Journal of Geodesy*, pages 1–16.
- Rothacher, M. (2002). Estimation of station heights with gps. In *Vertical reference systems*, pages 81–90. Springer.
- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The use of artificial satellites for geodesy*, pages 247–251.
- Saha, S., Moorthi, S., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Tripp, P., Behringer, D., Hou, Y., Chuang, H.-y., Iredell, M., et al. (2011). Ncep climate forecast system version 2 (cfsv2) 6-hourly products. *Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory*.
- Santerre, R. (1991). Impact of gps satellite sky distribution.
- Santerre, R., Geiger, A., and Banville, S. (2017). Geometry of gps dilution of precision: revisited. *GPS Solutions*, 21(4):1747–1763.
- Sanz, J., Juan, J., and Hernández-Pajares, M. (2013). Gnss data processing, vol. i: Fundamentals and algorithms. *ESA Communications*.
- Schön, S., Krawinkel, T., and Weinbach, U. (2017). Benefits from receiver clock modeling: from ppp-based gps seismology to navigation in harsh environment.

- Sebastian, A., Lendering, K., Kothuis, B., Brand, A., Jonkman, S. N., van Gelder, P., Godfroij, M., Kolen, B., Comes, M., Lhermitte, S., et al. (2017). Hurricane harvey report: A fact-finding effort in the direct aftermath of hurricane harvey in the greater houston region.
- Seco, A., González, P., Ramírez, F., García, R., Prieto, E., Yagüe, C., and Fernández, J. (2009). Gps monitoring of the tropical storm delta along the canary islands track, november 28-29, 2005. *Pure and applied geophysics*, 166(8-9):1519–1531.
- Shoji, Y. (2013). Retrieval of water vapor inhomogeneity using the japanese nationwide gps array and its potential for prediction of convective precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 91(1):43–62.
- Shuanggen Jin, Jong-Uk Park, J.-H. C. and Park, P.-H. (2007). Seasonal variability of gps-derived zenith tropospheric delay (1994-2006) and climate implications. *Journal of Geophysical Research*, 112(D9):26.
- Smith, W. (1953). The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Proceedings of the IRE*, 41(8):4.
- Sturza, M. A. (1983). Gps navigation using three satellites and a precise clock. *Navigation*, 30(2):146–156.
- Thayer, G. D. (1974). An improved equation for the radio refractive index of air. *Radio Science*, 9(10):803–807.
- Vaclavovic, P., Dousa, J., Elias, M., and Kostecky, J. (2017). Using external tropospheric corrections to improve gnss positioning of hot-air balloon. *GPS Solutions*, 21(4):1479–1489.
- Van Dam, T. and Ray, R. (2010). S1 and s2 atmospheric tide loading effects for geodetic applications. *Data set/Model: Available online: <http://geophy.uni.lu/ggfc-atmosphere/tide-loading-calculator.html> (accessed on 2 October 2015)*.
- van Dam, T., Wahr, J., Milly, P., Shmakin, A., Blewitt, G., Lavallée, D., and Larson, K. (2001). Crustal displacements due to continental water loading. *Geophysical Research Letters*, 28(4):651–654.
- Virtanen, H. and Mäkinen, J. (2003). The effect of the baltic sea level on gravity at the metsähovi station. *Journal of Geodynamics*, 35(4-5):553–565.
- Weinbach, U. (2013). *Feasibility and impact of receiver clock modeling in precise GPS data analysis*. Univ.
- Weinbach, U. and Schön, S. (2009). Evaluation of the clock stability of geodetic gps receivers connected to an external oscillator. In *Proceedings of the 22nd International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GNSS 2009)*, pages 3317–3328.
- Weinbach, U. and Schön, S. (2015). Improved gps-based coseismic displacement monitoring using high-precision oscillators. *Geophysical Research Letters*, 42(10):3773–3779.

- Zou, R., Freymueller, J. T., Ding, K., Yang, S., and Wang, Q. (2014). Evaluating seasonal loading models and their impact on global and regional reference frame alignment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2):1337–1358.
- Zumberge, J., Heflin, M., Jefferson, D., Watkins, M., and Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of gps data from large networks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B3):5005–5017.