

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SINALOA

FACULTAD DE INFORMÁTICA CULIACÁN Y FACULTAD
DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y EL ESPACIO

DOCTORADO EN CIENCIAS DE LA INFORMACIÓN



Monitoreo de Cambios del Nivel del Agua en una Región Costera Utilizando Reflectometría GNSS y Altimetría Satelital

*Tesis presentada como requisito parcial
para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Información
presenta*

M.C. Carlos Alberto MARTÍNEZ FÉLIX.

Directores:

Dr. Guadalupe Esteban VAZQUEZ BECERRA.

Dr. Jesús Roberto MILLÁN ALMARAZ.

Culiacán, Sinaloa, México. 3 de septiembre de 2021



UAS- Dirección General de Bibliotecas

Repositorio Institucional

Restricciones de uso

Todo el material contenido en la presente tesis está protegido por la Ley Federal de Derechos de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

Queda prohibido la reproducción parcial o total de esta tesis. El uso de imágenes, tablas, gráficas, texto y demás material que sea objeto de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente correctamente mencionando al o los autores del presente estudio empírico. Cualquier uso distinto, como el lucro, reproducción, edición o modificación sin autorización expresa de quienes gozan de la propiedad intelectual, será perseguido y sancionado por el Instituto Nacional de Derechos de Autor.



Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons Atribución-No Comercial-Compartir Igual, 4.0 Internacional.

«Let everything happen to you, beauty and terror, just keep going, no feeling is final.»

– Rainer Maria Rilke

Resumen

El nivel del mar puede ser monitoreado utilizando mareógrafos convencionales, reflectometría terrestre basada en el sistema de navegación por satélite global (GNSS-R) y altimetría satelital basada en radar de apertura sintética (SAR). Cada técnica tiene sus méritos y desventajas, por lo que una comparación entre ambos instrumentos es un buen ejercicio para la validación cruzada. En el presente trabajo, se analizó la confiabilidad de un receptor GNSS de grado geodésico estándar y dos productos SAR Sentinel-3A para extraer mediciones de las variaciones del nivel del mar en zonas costeras. Para ello, se consideró un periodo de un año en el Golfo de México, en una región de 120 km de ancho entre una isla y tierra firme, compuesta por arrecifes y aguas poco profundas. La segunda región en las costas de Jalisco y Colima, donde la estación se encuentra instalada sobre una colina y rodeada de vegetación. De forma similar, la tercera estación se encuentra en el Golfo de California, sobre una colina rodeada de rocas y equipo instrumental. Primero, se analizaron las observaciones con relación señal a ruido (SNR) de las estaciones GNSS. Segundo, se adquirieron y procesaron datos en modo de alta resolución de los productos SARvatore y Peachi basados en Sentinel-3A. Los resultados anteriores se compararon con un mareógrafo convencional ubicado en tierra firme en la costa para CN26 y con altimetría satelital para TNTM y TNPP. Para CN26, el nivel relativo del mar medido por GNSS-R tuvo una correlación (ρ) de 0.84 y un error medio cuadrático (RMSE) de 7.8 cm, mientras que los productos altimétricos de SARvatore y Peachi tuvieron una correlación de 0.86 con un RMSE de 12.4 cm y 0.85 con un RMSE de 12.8 cm, respectivamente. Además, se evaluó la correlación entre GNSS-R, SARvatore y Peachi obteniendo 0.94 con RMSE de 8.6 cm y 0.95 con RMSE de 7.2, respectivamente. SARvatore y Peachi alcanzaron una correlación entre ellos de 0.92 y RMSE de 8.86 cm. Además, las variaciones de escala causadas por las diferencias en el rango de las mareas se cuantificaron mediante la pendiente de regresión lineal, ascendiendo a 0.554, 0.843 y 0.814, respectivamente. Para TNTM la mejor correlación fue de 0.637 con RMSE de 19.27 cm entre GNSS-R y SARvatore. Por consiguiente, TNPP obtuvo una correlación de 0.446 con RMSE de 86.61 cm. Por lo tanto, se encontró que la altura reflectora es un parámetro importante que puede afectar la precisión de las mediciones obtenidas por el GNSS-R. Finalmente, el presente trabajo de investigación permite evaluar el alcance actual de las tecnologías espaciales como un medio alternativo para medir fenómenos físicos en el planeta de manera remota en términos de precisión como el comportamiento o nivel del mar, cuyo monitoreo es importante a nivel mundial debido al cambio climático.

Abstract

Sea level can be monitored using conventional tide gauges, ground-based Global Navigation Satellite System Reflectometry (GNSS-R), and synthetic aperture radar (SAR) satellite altimetry. Each technique has its merits and disadvantages, therefore an intercomparison is a good exercise for cross validation. We analyze the reliability of a standard geodetic-grade GNSS receiver and two Sentinel-3A SAR products to extract measurements of coastal sea level variations. We considered a one-year period in the Gulf of Mexico, in a 120 km wide region between an island and mainland, composed of reefs and shallow waters. The second region on the coasts of Jalisco and Colima, where the station is installed on a hill and surrounded by vegetation. Similarly, the third station is located in the Gulf of California, on a hill surrounded by rocks and instrumental equipment. First, signal-to-noise ratio (SNR) observations from the GNSS stations were analyzed. Second, high resolution SAR altimetry data (20 Hz) mode of SARvatore and Peachi products based on Sentinel-3A were acquired and processed. The above results were compared to a conventional tide gauge located in mainland at the shoreline for CN26 and with satellite altimetry for TNTM and TNPP. For CN26, the GNSS-R relative sea level had a correlation (ρ) of 0.84 and root-mean-square error (RMSE) of 7.8 cm while SARvatore and Peachi altimetry products had a correlation of 0.86, RMSE of 12.4 cm and 0.85, RMSE of 12.8 cm, respectively. Furthermore, correlation between GNSS-R and SARvatore and Peachi were addressed obtaining 0.94, RMSE of 8.6 cm and 0.95, RMSE of 7.2, respectively. SARvatore and Peachi achieved a correlation between them of 0.92 and RMSE of 8.86 cm. For TNTM, the best correlation between GNSS-R and SARvatore was 0.637, RMSE of 12.27 cm. Moreover, TNPP achieved a correlation of 0.446, RMSE of 86.61 cm. Thus, reflector height was found to be an important parameter that can affect the accuracy of GNSS-R measurements. Finally, the present research work allows to evaluate the current scope of space technologies as an alternative means to measure physical phenomena on the planet remotely in terms of precision such as the coastal sea level, whose monitoring is important worldwide due to the climate change.

Agradecimientos

- Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el financiamiento otorgado para la realización de mis estudios de doctorado.
- Al Dr. Guadalupe Esteban Vázquez Becerra por su apoyo, estímulo, enseñanza y confianza brindada. Por su amistad y gran calidad humana.
- Al Dr. Jesús Roberto Millán Almaraz por su amistad, comentarios y conocimientos que ayudaron a mejorar las ideas de esta investigación.
- Al Dr. José Ramón Gaxiola Camacho por su ayuda y valiosos comentarios que ayudaron a mejorar el presente documento de tesis.
- Al Dr. Cuauhtemoc Franco Ochoa, cuyo apoyo ayudaron a resolver puntos claves en el análisis de los resultados.
- A la Dra. Xóchitl Guadalupe Torres Carrillo por su seguimiento y preciados comentarios que ayudaron a perfeccionar el desarrollo del presente trabajo de investigación cada semestre.
- Al Dr. Wenseslao Plata Rocha por su confianza, amistad y colaboración otorgada.
- A mis compañeros de posgrado los cuales intercambiamos experiencias e ideas durante cuatro largos años.

Para mi familia y amigos que a lo largo del tiempo y vida me han dado su apoyo y confianza, así como me han animado a seguir adelante pese a los momentos difíciles. También, para aquellos seres queridos que han dejado este mundo pero que vivirán en mis recuerdos a lo largo del tiempo. A mi madre, Lucía Félix que me ha dedicado su vida, tiempo y experiencia así como enseñado a no rendirse nunca. Finalmente, a mi amada esposa Angela Melgarejo, que desde que te conocí cambiaste mi vida por completo, gracias por creer en mí y por compartir los momentos mas bellos a mi lado.

Índice general

Resumen	II
Agradecimientos	IV
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del Problema	3
1.2. Objetivos	4
1.3. Antecedente histórico del nivel del mar	4
1.4. Reflectometría GNSS como medio para la medición del nivel del mar	6
2. Marco Teórico	8
2.1. Sistema de Posicionamiento Global	8
2.1.1. Antecedente Histórico del GPS	8
2.1.2. Segmentos Operacionales del GPS	9
2.1.3. Principio Fundamental del Posicionamiento	10
2.1.4. La Señal de Radiofrecuencia del GPS	13
2.1.5. Sistemas de Referencia ITRF y GNSS	14
2.1.6. GLONASS	17
2.1.7. Galileo	18
2.1.8. BeiDou/Compass	19
2.2. Cuerpos de Agua	20
2.2.1. Océanos y Mares	20
2.2.2. Características Generales de las Aguas Oceánicas	22
2.2.3. Características de la Superficie Oceánica	22
2.2.4. Fundamento Teórico de las Mareas	24
2.2.5. El Potencial de la Marea	25
2.2.6. Componentes Armónicos de la Marea	29
2.2.7. La Marea en México	31
2.3. Altimetría Satélital	33
2.3.1. Fundamento Teórico de la Altimetría Satélital	33
2.3.2. Relación entre el Nivel del Mar y la Superficie Oceánica	35
2.3.3. Altimetría Costera	36
2.3.4. Misiones de Altimetría Satélital Costera	40
2.4. Reflectometría GNSS	40
2.4.1. La Reflexión en la Señal GNSS	41
2.4.2. La Superficie Reflectiva	42
2.4.3. Análisis por Retardo de Fase	44
2.4.4. Análisis por SNR	47
2.5. Fundamento Teórico del Mareógrafo	50
2.5.1. Mareógrafo Convencional	52

2.5.2. Mareógrafo GNSS	53
3. Materiales y Métodos	56
3.1. Área de Estudio	58
3.2. Zona de Reflectancia	61
3.3. Modelado Directo e Inverso	64
3.3.1. Modelado Directo	65
3.3.2. Parametrización de Incógnitas	67
3.3.3. Modelado Inverso	68
3.4. Ajuste de la Altura Reflectora	69
3.5. Prueba Van de Castele	69
3.6. Altimetría por Radar de Apertura Sintética	70
3.6.1. Plataforma de Procesamiento GPOD-SARvatore	73
3.6.2. Metodología para el Procesamiento SAR L1-B	75
4. Resultados y Análisis	87
4.1. Estación CN26	87
4.1.1. Zonas Fresnel	87
4.1.2. Ruido en la Señal SNR y SAR	88
4.1.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal	91
4.1.4. Análisis Estadístico	96
4.1.5. Posprocesamiento de los Datos	97
4.2. Estación TNTM	103
4.2.1. Zonas Fresnel	103
4.2.2. Ruido en la Señal SNR y SAR	104
4.2.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal	107
4.2.4. Posprocesamiento de los Datos	109
4.2.5. Análisis Estadístico	112
5. Conclusiones	115
A. Anexos	118
A.1. Estación TNPP	118
A.1.1. Zonas Fresnel	120
A.1.2. Ruido en la Señal SNR y SAR	121
A.1.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal	124
A.1.4. Posprocesamiento de los Datos	126
A.1.5. Análisis Estadístico	128
A.2. Filtrado Digital de Señales	130
Bibliografía	135

Índice de figuras

1.1. Nivel promedio global de los océanos, desde Enero de 1993 hasta Febrero de 2018. La figura es el resultado del procesamiento de datos de altimetría satelital de múltiples misiones, en donde se registra un incremento de 3.31 mm/año en el nivel del mar y se ha eliminado la tendencia anual y semi-anual de las mareas (AVISO, 2018).	2
2.1. Esquema gráfico del principio fundamental de posicionamiento basado en satélites (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001).	10
2.2. Ubicación de las distintas estaciones GNSS instaladas y controladas por la IGS, los puntos verdes indican las estaciones que se encuentran en pleno funcionamiento, los rojos, indican aquellas estaciones que no han adquirido datos por algunos días (IGS, 2018). . .	15
2.3. Mapa mundial donde se muestran las estaciones GNSS pertenecientes a la red geodésica CORS. Dichos datos son utilizados por topógrafos, usuarios de SIG, ingenieros, científicos y el público en general para mejorar la precisión de sus posiciones (CORS, 2018). .	16
2.4. Mapa de las estaciones GNSS de la red CORS administrada por UNAVCO en EUA. Esta red cuenta con estaciones en la region territorial de EUA, Alaska y Canada. Las estaciones cuentan con dos frecuencias de muestreo: Normales (15 segundos) y Alta (0.2 a 1 segundo)(UNAVCO, 2018).	17
2.5. Los tres océanos principales del planeta representados mediante la proyección de áreas equivalentes Eckert VI. La profundidad se encuentra representada en metros, así como el contorno de 200 metros representa las plataformas continentales. Los índices A, B y C corresponden a los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, respectivamente (Stewart, 2009).	22
2.6. Esquema gráfico del océano que muestra las características principales del lecho marino. Donde la pendiente del fondo del mar ha sido exagerada para resaltar las características del mismo (Stewart, 2009).	23
2.7. Esquema de fuerzas y desplazamientos de los cuerpos de agua debidas a la fuerza de la luna. (UNAM, 2018).	25
2.8. Esquema gráfico de las coordenadas para determinar el potencial de generación de mareas (Stewart, 2009).	26
2.9. Representación de la componente horizontal de la fuerza de marea en la tierra cuando el cuerpo que genera la marea se encuentra por encima del ecuador en un punto Z (Dietrich, 1980).	28

2.10. Tipo de marea en México para cada estación, la escala de colores indica el número de veces que la contribución diurna/semidiurna es predominante sobre la otra. El punto medio (representado por verdes) indica el tipo de marea mixta con 50 % de contribución diurna y semidiurna (UNAM, 2018).	32
2.11. Representación del rango de mareas por cada estación meteorológica o mareógrafo colocada en el litoral mexicano (UNAM, 2018).	32
2.12. Esquema gráfico del principio de funcionamiento de medición mediante altimetría satelital, la distancia r representa la diferencia entre el nivel del mar y el centro de masas terrestre. La forma de la superficie se debe a las variaciones en la gravedad, que producen las ondulaciones del geoide, y a las corrientes oceánicas que producen la topografía oceánica (Stewart, 2009).	34
2.13. Esquema teórico y características de la onda oceánica del modelo de Brown (Frédéric et al., 2017).	35
2.14. Relación entre el nivel del mar y la superficie oceánica. Los montes submarinos son más densos que el agua de mar y aumentan la gravedad local. Esto debido a que la superficie de un océano en reposo debe ser perpendicular a la gravedad, la superficie del mar y el geoide local deben tener un ligero abultamiento, estos abultamientos se miden fácilmente por altímetros satelitales (Stewart, 2009).	36
2.15. Ejemplo de la zona reflectiva, fresnel o elipse para una antena con altura de 4.3 metros sobre la superficie. El área para cada elipse de mayor a menor es de 338 m ² , 173 m ² , 38 m ² , 10 m ² , 4 m ² ; el triángulo representa la antena GPS, así como el signo de adición representa el punto especular. (Löfgren, 2014).	43
2.16. Modelo geométrico del bucle de seguimiento portador de un receptor GNSS presentado como un diagrama fasorial que ilustra la relación entre los canales en fase (I) y en cuadratura (Q). (Löfgren, 2014).	48
2.17. Esquema gráfico de los componentes mecánicos, electrónicos y climáticos que integran el funcionamiento básico de un mareógrafo convencional (UNAM, 2018).	52
2.18. Esquema gráfico del concepto del mareógrafo GNSS, del lado izquierdo (A) se muestra la configuración para el mareógrafo de un solo receptor, cuyos datos se analizan con el SNR de la señal. Así mismo, del lado derecho (B) es posible observar la configuración con doble receptor GNSS, el cual se analiza mediante el Retardo de Fase de la señal (Löfgren y Haas, 2014).	54
3.1. Esquema metodológico empleado en el presente trabajo de investigación. De izquierda a derecha, se muestran las metodologías previas utilizadas tanto en reflectometría GNSS como en altimetría satelital, al centro se muestra la propuesta o el aporte a la investigación.	57
3.2. Ubicación del primer mareógrafo (progreso) y estación GNSS (CN26) en las costas del caribe mexicano.	58

3.3.	Sitio de instalación del GNSS CN26 (izquierda) y del mareógrafo <i>Progreso</i> instalado por el Servicio Mareográfico Nacional (derecha).	59
3.4.	Ubicación del segundo mareógrafo (Manzanillo) y estación GNSS (TNTM) en las costas del caribe mexicano.	60
3.5.	Sitio de instalación del GNSS TNTM (izquierda) y del mareógrafo <i>Manzanillo</i> instalado por el Servicio Mareográfico Nacional (derecha).	61
3.6.	Representación visual del sistema de coordenadas ENU para el calculo del ángulo de elevación e y acimut A_z del satélite.	62
3.7.	Comparación visual entre altimetría convencional y por radar de apertura sintética. Vista lateral del haz de energía del satélite (A), vista lateral utilizando el método SAR (B), vistas frontales del área de sensado del método tradicional (C) y SAR (D) (Raney, 1998). . .	71
3.8.	Interfaz gráfica de usuario de la plataforma GPOD. El mapa se encuentra basado en su homónimo de Google Earth. La zona mostrada corresponde al área de estudio de la estación CN26.	74
3.9.	Ambigüedades en el acimut sobre superficies especulares (Dinardo, 2013).	76
3.10.	Representación visual del proceso de formación de los haces Doppler. Lado izquierdo A, ráfaga de haces antes de aplicar la FFT. Lado derecho B, haces distribuidos simétricamente sobre el eje Doppler después de aplicar la FFT (Dinardo, 2013).	77
3.11.	Poder o intensidad de la onda en Watts con respecto al rango de observaciones (eje X). A) antes de aplicar el Zero-Padding y B) después de aplicarlo. Es posible apreciar el incremento en la densidad de las observaciones por el efecto del muestreo doble. (Dinardo, 2013).	78
3.12.	Izquierda, ejemplo gráfico de un set de datos o Stack en formato matricial. Derecha, Intensidad de Rango Integrado de la misma señal (Frappart et al., 2019).	82
3.13.	Izquierda, eco del radar (stack) recibido por el altímetro tras el paso por un río. Derecha, forma de onda (waveform) de la misma señal (Frappart et al., 2019).	82
3.14.	Esquema representativo del Multi-Look, tras el paso del satélite, dos ráfagas de haces de energía o Doppler Beams son capaces de interactuar con la misma superficie (Dinardo, 2013).	83
4.1.	Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación CN26. Derecha, vista satélital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (<i>Cortesía de Google Earth</i>).	88
4.2.	Ejemplos de señales SNR. En A y B, se presentan señales con buena calidad, presentando un senoide con siete picos. En C y D, se muestran señales con ruido o de baja calidad, las cuales provienen del lado terrestre de la isla.	89
4.3.	Trayectorias de la plataforma Sentinel-3A sobre el área de estudio. Por razones ilustrativas y de simplicidad, solo se muestran dos conjuntos de datos.	90
4.4.	Ejemplos de formas de onda del modelo basado en Brown.	91

4.5.	Análisis armónico y predicción de la marea para las señales del mareógrafo y el GNSS-R durante el año 2017.	92
4.6.	Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el modelo FES2014b.	94
4.7.	Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando los tres instrumentos de medición durante el año 2017.	95
4.8.	Correlaciones lineales para las técnicas de medición remota propuestas.	96
4.9.	Diagrama de Van de Castele entre GNSS-R y SAR con respecto al mareógrafo de referencia.	97
4.10.	Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2017.	98
4.11.	Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final.	100
4.12.	Correlaciones lineales para las técnicas de medición remota con posprocesamiento.	101
4.13.	Diagrama de Van de Castele entre GNSS-R y SAR con posprocesamiento aplicado.	102
4.14.	Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación TNTM. Derecha, vista satélital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (<i>Cortesía de Google Earth</i>).	103
4.15.	Ejemplos de señales SNR registradas por la estación TNTM pertenecientes al PRN 1, DoY 28.92 y acimut 151.	104
4.16.	Trayectoria normalizada de la misión Sentinel-3A sobre la estación TNTM. Por razones ilustrativas y de simplicidad, solo se muestran dos conjuntos de datos.	105
4.17.	Ecograma y análisis de las formas de onda SAR para el sitio TNTM.	106
4.18.	Análisis armónico y predicción de la marea para la estación TNTM durante el año 2019.	107
4.19.	Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el sitio TNTM y el modelo FES2014b.	108
4.20.	Serie de tiempo (TNTM) de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2019.	110
4.21.	Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final para la estación TNTM.	111
4.22.	Correlaciones lineales para la estación TNTM y las técnicas de medición remota propuestas.	112
4.23.	Diagrama de Van de Castele entre GNSS-R y SAR para la estación TNTM.	113
A.1.	Ubicación del segundo mareógrafo (Guaymas) y estación GNSS (TNPP) en las costas del golfo de California.	119
A.2.	Sitio de instalación del GNSS TNPP. El sur se muestra a la izquierda mientras que el oeste se muestra a la derecha.	119
A.3.	Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación TNPP. Derecha, vista satélital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (<i>Cortesía de Google Earth</i>).	120

A.4. Ejemplos de señales SNR registradas por la estación TNPP pertenecientes al PRN 2, DoY 263.46 y acimut 196.	121
A.5. Trayectoria normalizada de la misión Sentinel-3A sobre la estación TNPP.	122
A.6. Ecograma y análisis de las formas de onda SAR para el sitio TNPP.	123
A.7. Análisis armónico y predicción de la marea para la estación TNPP durante el año 2019.	124
A.8. Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el sitio TNPP y el modelo FES2014b.	125
A.9. Serie de tiempo (TNPP) de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2019.	127
A.10. Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final para la estación TNPP.	128
A.11. Correlaciones lineales para la estación TNPP y las técnicas de medición remota propuestas.	129
A.12. Diagrama de Van de Casteele entre GNSS-R y SAR para la estación TNPP.	130
A.13. Señal SNR propuesta para análisis con filtros digitales perteneciente a la estación TNPP.	131
A.14. Resultado del filtrado digital de señales empleando filtros IIR.	132
A.15. Análisis de la señal mediante el algoritmo Daubechies.	133
A.16. Aproximaciones y detalles destacables del análisis Wavelet.	134

Índice de tablas

2.1. Principales Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) disponibles actualmente. Entre estos se encuentran completamente operacionales el GPS y GLONASS, el sistema Galileo se encuentra en fase de validación y el sistema BeiDou continua lanzando satélites en órbita (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001; Löfgren, 2014).	20
2.2. Principales Componentes de las Mareas (Stewart, 2009). Las Amplitudes corresponden a Apel (1987).	29
2.3. Frecuencias Fundamentales de la Marea (Stewart, 2009).	30
2.4. Misiones de Altimetría Satelital para fines Oceánicos y Costeros (Cipollini et al., 2017).	41
3.1. Estaciones GNSS propuestas para reflectometría GNSS en territorio mexicano.	58
3.2. Información técnica de los datos altimétricos Sentinel-3A para el primer cuatrimestre del año 2017.	72
4.1. Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (estación mareográfica <i>progreso</i>).	93
4.2. Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (GNSS-R).	93
4.3. Diferencias de los componentes armónicos (CA) de marea principales locales calculados a partir del análisis armónico.	93
4.4. Estadísticas basadas en el modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son reportadas.	95
4.5. Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento. Los datos SAR pertenecen al producto SARvatore.	102
4.6. Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (TNTM).	108
4.7. Estadísticas basadas en el sitio TNTM y modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son reportadas.	109
4.8. Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento y filtrado para TNTM.	113
A.1. Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (TNPP).	125

A.2. Estadísticas basadas en el sitio TNPP y modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son incluidas.	126
A.3. Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento y filtrado para TNPP.	130

Capítulo 1

Introducción

Desde tiempos remotos, el ser humano ha tenido la inquietud y necesidad de conocer y medir el comportamiento de los mares y océanos del planeta. Conforme fue transcurriendo el tiempo, se fueron desarrollando distintas metodologías e instrumentos de medición del nivel del agua de los mares y costas, tal es el caso del *mareógrafo*, el cual es un instrumento de medición de la variación de la marea de una costa o por su defecto, el nivel del mar.

El monitoreo del nivel del mar y de los océanos en general es un tema de gran importancia hoy en día. Debido al cambio climático, ha surgido un incremento en las temperaturas en los ultimas décadas en comparación a siglos atrás (Hayward, 1997), este incremento en la temperatura global ha ocasionando que los glaciares de los cascos polares se descongelen aceleradamente, repercutiendo en un incremento considerable de agua dulce hacia los océanos y en consecuencia, un incremento en el nivel del mar (Bindoff et al., 2007). Además del incremento del nivel del mar, existen otras consecuencias debido al cambio climático, tales como huracanes de mayor categoría, sequías más severas así como tormentas eléctricas más comunes, afectando a la población humana en distintos puntos del planeta y por consiguiente la economía global (Nicholls et al., 2007), por lo tanto, el nivel promedio global de los océanos se ha convertido en uno de los indicadores más importantes del cambio climático.

Actualmente, existen distintos métodos e instrumentos de medición para determinar y monitorear el nivel promedio de los mares y océanos globales, como se mencionó anteriormente, uno de estos instrumentos es el denominado mareógrafo, el cual ha sido desde tiempos remotos, uno de los instrumentos de medición del nivel del mar más utilizados, debido a su sencillez y eficaz forma de medir este fenómeno (Pugh, 1987). Otro método de medición es por *altimetría satelital*, el cual ha sido muy utilizado en las ultimas décadas para el monitoreo global de los oceanos. Estos productos son derivados de múltiples misiones satelitales, tales como Topex/Poseidon, Jason 1-2-3, ERS 1-2, Envisat, Saral/AltiKa, GFO, entre otros (Cipollini et al., 2017). En la *Figura 1.1* se puede apreciar la tendencia del incremento en el nivel del mar de los océanos en un periodo de 25 años, los datos adquiridos para procesar esta informacion fueron gracias a los productos derivados de las misiones con fines de altimetría satelital.

Así mismo, en México, el monitoreo del nivel del mar en las costas del país comenzó en la década de los 40 a cargo de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en donde se inició la distribución e instalación de mareógrafos en distintas zonas costeras del país, además de la instalación de bancos de nivel en las cercanías de dichas estaciones mareográficas (UNAM, 2018). Estos datos

han sido utilizados a lo largo de estos años por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) para la elaboración de la cartografía del territorio nacional. Hoy en día, la UNAM en colaboración con otras instituciones del país, cuenta con 15 estaciones de medición, las cuales se encuentran en pleno funcionamiento para el constante monitoreo del nivel del mar de las costas mexicanas.

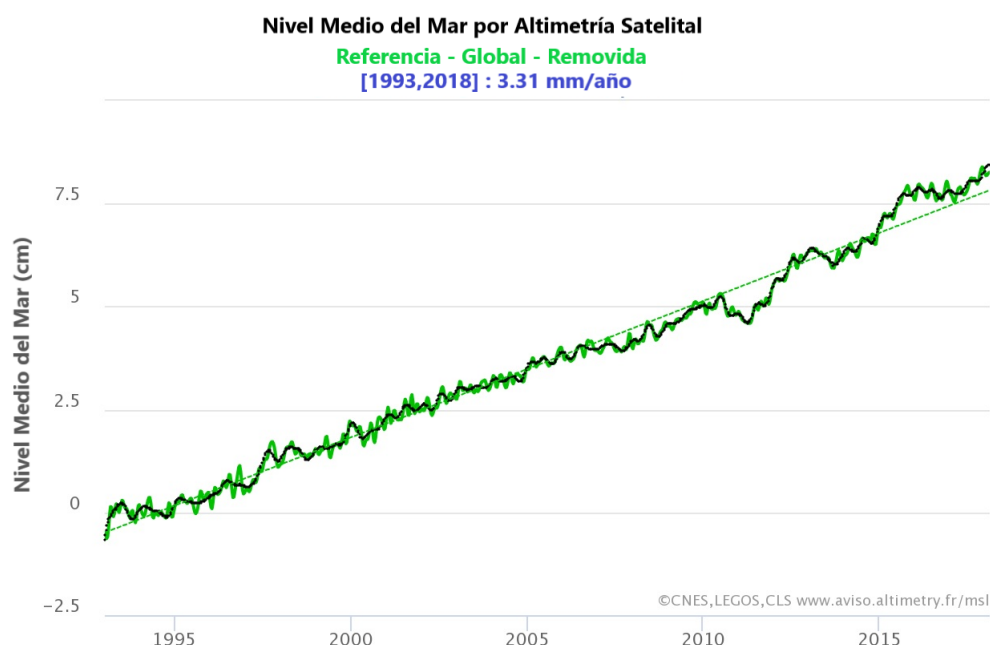


Figura 1.1: Nivel promedio global de los océanos, desde Enero de 1993 hasta Febrero de 2018. La figura es el resultado del procesamiento de datos de altimetría satelital de múltiples misiones, en donde se registra un incremento de 3.31 mm/año en el nivel del mar y se ha eliminado la tendencia anual y semi-anual de las mareas (AVISO, 2018).

Finalmente, con el avance de la tecnología, se han propuesto y desarrollado nuevos métodos de instrumentación para el monitoreo del nivel del mar de forma remota. En la década de los 90, Martin-Neira (1993), propuso una metodología para determinar y monitorear el nivel medio del mar mediante el análisis de la reflectometría procedente del fenómeno de la multitrayectoria de la señal GPS. El producto de esta investigación inicio con una nueva forma de medir el nivel medio del mar utilizando la señal GPS, con el paso del tiempo, se fueron desarrollando nuevas metodologías utilizando reflectometría mediante el análisis de retardo de fase de la señal (Löfgren, 2014; Soulat et al., 2004) así como por medio del análisis espectral de la relación señal a ruido (SNR por sus siglas en inglés) (Bilich, Axelrad y Larson, 2007) además del desarrollo de prototipos utilizando dos receptores GPS (Löfgren, Haas y Johansson, 2011; Löfgren et al., 2011) o el uso de un solo receptor GPS (Larson, Löfgren y Haas, 2013; Larson, Ray y Williams, 2017). Todas estas nuevas metodologías y herramientas de medición permiten determinar el nivel del mar de forma indirecta, si bien es cierto que, estos investigadores han reportado que la precisión no es mejor que utilizando un mareógrafo

convencional, esta se asemeja bastante en un rango de 2 cm a 12 cm dependiendo de distintos factores climatológicos y temporales.

1.1. Planteamiento del Problema

Uno de los fenómenos climatológicos modernos que afectan nuestro ecosistema global es el descongelamiento acelerado de grandes masas de hielos provenientes de los cascos polares (Velicogna, 2009), lo cual repercute en un incremento en los niveles del mar a nivel global debido al agua que ingresa a los océanos provenientes de los polos (Bindoff et al., 2007). Este fenómeno puede ocasionar múltiples problemas para la sociedad humana.

Con base en Ortiz Pérez y Méndez-Linares (2000), al aumentar el nivel del mar de 1 a 2 m, en el Golfo de México y Mar Caribe, las zonas más vulnerables son: la llanura deltaica del río Bravo, laguna de Alvarado y curso bajo del río Papaloapan en Veracruz; complejo deltaico Grijalva-Mezcalapa-Usumacinta en Tabasco; los Petenes en Campeche y bahías de Sian Kaan en Chetumal Quintana Roo, por lo tanto, el monitoreo constante de los niveles del mar en las costas del país debe ser de suma importancia en estos días.

Además, de acuerdo con Vázquez (2008) uno de los ecosistemas más susceptibles ricos en biodiversidad y que han sufrido una mayor pérdida, son los humedales costeros mexicanos, al actuar como amortiguadores de zonas contaminadas, cuyos aportes ambientales no han sido estimados en todo su potencial.

Las mediciones del nivel del mar con mareógrafos están en función de la distancia vertical entre la superficie del mar y la superficie de la costa, por lo tanto, estas mediciones son relativas a la corteza terrestre, por lo que son afectadas tanto por los cambios del nivel de mar y los cambios en la superficie terrestre (Scherneck et al., 2013). Además, para aplicaciones relacionadas a los cambios de los océanos a nivel global, así como las mediciones del nivel del mar en regiones tectónicamente activas, son necesarias mediciones del nivel del mar absolutas, es decir, mediciones del nivel de mar con respecto al marco de referencia terrestre (Church, 2015). Sin embargo, el problema de realizar mediciones del nivel del mar en regiones con alta actividad tectónica, es que se requieren datos tanto geodésicos como geológicos, no obstante, estos datos no siempre están disponibles, por lo que las mediciones en esas zonas son comúnmente ignoradas.

El propósito fundamental de los GNSS en el campo de aplicación civil, es la determinación precisa de posicionamiento y en algunos casos velocidad de desplazamiento de algún dispositivo móvil, así mismo, permiten medir los cambios o desplazamientos de la superficie terrestre (Grenerczy, Kenyeres y Fejes, 2000; Ma et al., 2001). Por lo tanto, combinando mediciones del nivel del mar mediante reflectometría GNSS con mediciones relativas mediante un mareógrafo en una zona costera en común, es posible monitorear los cambios en el nivel del mar respecto al Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF por sus siglas en inglés), y por lo tanto, obtener mediciones absolutas (Santamaría-Gómez y Watson, 2017). Finalmente, en México, existen algunas redes geodésicas que cuentan con receptores GPS instalados en distintas ubicaciones del territorio nacional, tal es el caso de la red TLALOCNet de UNAVCO, cuyo propósito es el monitoreo de distintos fenómenos físicos. Esta red cuenta con algunas estaciones GPS instaladas

en cercanías al mar, las cuales pueden ser habilitadas para monitorear el nivel del mar su zona.

1.2. Objetivos

Objetivo General:

- Aplicar las técnicas de reflectometría GNSS y altimetría satelital en conjunto para determinar los cambios en el nivel del agua en tres regiones costeras de México a través del tiempo.

Objetivos Específicos:

- Obtener y procesar datos GNSS para extraer el parámetro SNR (Relación Señal a Ruido) de estaciones GNSS específicas cercanas a zonas costeras.
- Aplicar técnicas de procesamiento de señales para determinar la variación del nivel del mar a partir del SNR presente en las señales GNSS.
- Procesar datos de altimetría satelital de la misión X-Track SLA para determinar los cambios en el nivel del mar en el área de estudio.
- Desarrollar y analizar series temporales para contrastar los cambios presentes en el nivel del mar comparando ambas técnicas indirectas de medición.

1.3. Antecedente histórico del nivel del mar

El estudio del comportamiento de los océanos y del nivel del mar es un fenómeno de estudio que no solo se remonta desde los últimos dos siglos, desde tiempos antiguos, existieron civilizaciones y asentamientos humanos que se establecieron en las cercanías de las costas, tomando sus recursos principales del mar, como lo fue alimento y transporte. Excavaciones del siglo pasado, en el distrito indio de Ahmedabad revelaron un astillero de marea que data aproximadamente del año 2450 A.C. (Pugh, 1987). Así mismo, conforme fue transcurriendo el tiempo, el ser humano ha aprendido a aprovechar los recursos provenientes del mar así como mejorar los medios de transporte marítimos, de este modo, durante el siglo XV, comenzaron las expediciones de algunos exploradores, como por ejemplo Cristóbal Colón al momento de viajar en sus embarcaciones a través del océano atlántico en busca del nuevo continente.

Hoy en día, el transporte marítimo sigue cubriendo en gran parte las necesidades socio-económicas humanas (Stewart, 2009). Sin embargo, en el presente, el planeta esta pasando por una fase de efecto invernadero en la atmósfera terrestre, ocasionando distintos fenómenos climatológicos que afectan en gran medida a los océanos, como tormentas extremas y huracanes, entre otros; ocasionando un incremento en el nivel del mar.

Una de las primeras y actuales formas de medir la marea y el nivel del mar es mediante un poste de mareógrafo, el cual es una estructura vertical con una altura

determinada y montado sobre una base firme dentro del agua, la cual contiene marcas horizontales en intervalos conocidos. Debido a su diseño simple y efectivo en la mayoría de los casos, se han utilizado desde tiempos remotos, por ejemplo, estas estructuras son utilizadas en algunas presas de México como medio para medir el nivel del agua de la reserva.

Conforme la humanidad fue desarrollando instrumentos y metodologías para medir y entender los cambios del nivel del mar en distintas regiones del planeta, no fue hasta mediados del siglo XVII cuando se comenzaron a entender y formalizar las teorías y mecanismos que rigen el comportamiento de las mareas, por ejemplo, la atracción gravitacional que ejerce la luna sobre la tierra. Con base en Pugh (1987), en aquel tiempo surgieron y se consideraron tres diferentes teorías que buscaban explicar el mecanismo del comportamiento de las mareas. La primera de ellas por parte del científico Galileo Galilei (1564-1642) propuso que los movimientos de traslación (anual) y rotación (diaria) de la tierra, ejercen fuerza sobre el mar produciendo las mareas. La segunda, por René Descartes (1596-1650), propuso que en el espacio existe materia invisible, por lo que, a medida que la luna rodea la tierra, esta materia ejerce presión sobre el mar, formando así el efecto de las mareas. La tercer y ultima teoría, descrita por Johannes Kepler (1571-1630) fue de las primeras en proponer que la luna ejerce atracción gravitacional sobre el mar y es balanceada por la atracción de la tierra, así mismo, aun no era posible explicar por que los océanos de la tierra experimentaban hasta dos tipos de mareas por cada transito de la luna. Finalmente, Isaac Newton (1642-1727) formalizó y propuso que la ley gravitacional de atracción podría explicar el fenómeno de las mareas (Pugh, 1987).

Por consiguiente, no fue hasta el año de 1830 cuando se desarrolló e instaló el primer mareógrafo automático en el puerto de Thames Estuary, Inglaterra, así mismo, en el continente americano, el primer mareógrafo de este tipo fue instalado en San Francisco, EUA en el año de 1851 (Matthäus, 1972). Para finales del siglo XIX, los mareógrafos comenzaron a instalarse en distintos puertos a través de Europa y América.

Durante la década de los 70's, específicamente en el año de 1978 se lanzó el primer satélite con el objetivo de proporcionar datos geoespaciales para determinar el nivel del mar mediante altimetría satelital, esta misión se llamó *Seasat* (Rosmorduc et al., 2016). El mecanismo de funcionamiento estos sistemas, es transmitir un pulso en el ancho de banda del radar mediante un sensor activo, el cual al retornar la señal reflejada de la superficie marina es captada por el sensor del satélite, por lo tanto, el tiempo que tarda la señal en propagarse es medido y convertido en un rango (Rees, 2001). Donde cada barrido engloba un área de aproximadamente 10 Km y esta en función de la altura de la órbita del satélite y el tipo de topografía marina. A partir de la década de los 90's se continuó con el lanzamiento de más misiones de altimetría satelital, iniciando con la misión ERS-1, donde en la actualidad se tienen 24 años de datos de altimetría con precisiones centimétricas. Comparando estos datos con los mareógrafos convencionales, es que la altimetría satelital permite obtener información con una resolución espacial y temporal, y por lo tanto, puede ser utilizada para la determinación del nivel del mar a nivel global (Cipollini et al., 2017).

1.4. Reflectometría GNSS como medio para la medición del nivel del mar

En la actualidad, los Sistemas Globales de Navegación Satelital (GNSS) tienen distintos usos y aplicaciones civiles, de estas aplicaciones, en su mayoría destacan su uso para determinar el posicionamiento mediante coordenadas de algún punto de interés sobre la superficie terrestre. Sin embargo, también cuentan con aplicaciones científicas, como por ejemplo, con el procesamiento avanzado de datos espaciales GNSS y con el análisis apropiado, se puede monitorear el movimiento de las placas tectónicas, analizar los sismos que ocurrieron en una zona cercana a un receptor GPS, analizar y detectar anomalías en la ionosfera y troposfera terrestre, entre otros.

Reflectometría GPS (GPS-R, GNSS-R) es una técnica relativamente nueva capaz de “sensar” fenómenos o componentes del medio ambiente (a un radio cercano al receptor GPS/GNSS de aproximadamente 300 m^2) basado en el método de la teoría de la multitrayectoria para reflexiones especulares y usando el parámetro SNR (Signal to Noise Ratio) de la señal GPS (Larson, Löfgren y Haas, 2013). En los últimos ocho años se han investigado y validado distintas aplicaciones mediante esta técnica, como por ejemplo determinar la profundidad de la nieve, la humedad del suelo, el contenido de agua presente en la vegetación así como determinar el nivel de agua y la variación de esta a través del tiempo en una región en particular (Larson et al., 2008a; Larson et al., 2008b; Larson et al., 2009; Small, Larson y Braun, 2010; Larson, Löfgren y Haas, 2013).

El concepto de usar las señales reflejadas del GPS para sensar componentes del entorno fue introducido por primera vez por Martin-Neira (1993). De acuerdo con el autor, en ese tiempo, estudios basados en altimetría por productos derivados del espacio como misiones satelitales eran muy limitados debido a que estas técnicas se basaban en observaciones sobre el nadir del instrumento y era necesario realizar mediciones a través de un barrido hacia el ancho del área de estudio.

Posteriormente, se desarrollaron metodologías para calcular y monitorear el nivel del agua mediante reflectometría utilizando un receptor GNSS por Soulat et al. (2004). En este estudio se utilizaron las señales reflejadas de la frecuencia L1 provenientes del GPS y se estableció un sistema experimental que recolecta y procesa datos GPS para generar automáticamente series de tiempo del área de estudio utilizando interferometría. Se analizaron los datos y se comparó con un modelo simple desarrollado que relaciona el tiempo de coherencia con la relación entre la altura de ola significativa (SWH) y el período de onda media (MWP).

Así mismo, Bilich, Axelrad y Larson (2007) presentaron la utilidad de los datos SNR procedentes de los receptores geodésicos GPS para uso científico, ya que convencionalmente este parámetro es utilizado para medir la intensidad con la que llega la señal GPS al receptor para fines de calidad. Así mismo, los autores aprovechan el enlace entre las oscilaciones en SNR y la ruta de la multitrayectoria en la fase portadora bajo el modelo simplificado de la respuesta del receptor para rastrear una señal compuesta de señales directas más reflejadas. Además, se establecen varios principios que unen datos de SNR de doble frecuencia, multitrayectoria de pseudodistancia y de fase, y utiliza estos principios para probar la

dependencia de los datos de SNR en el modelo simplificado de múltiples rutas para varios modelos comunes de receptores de calidad geodésica.

Poco tiempo después, Larson et al. (2008a) utilizaron receptores GPS para hacer una red geodésica con el objetivo de monitorear la humedad del suelo en función de los ciclos de agua al año. Ellos demostraron que las señales GPS capturadas por los receptores para aplicaciones de posicionamiento preciso pueden ser relacionadas con las variaciones de la humedad del suelo cercano a las mismas. Para este estudio, ellos analizaron datos de tres meses y determinaron un área de sensado de 300 m^2 del cual fueron capaces de sensar la humedad con una profundidad de 5 cm del suelo y compararon con sensores de humedad específicos para estas aplicaciones.

Entonces, Löfgren, Haas y Johansson (2011) analizaron y utilizaron las señales GNSS reflejadas por la superficie del mar para monitorear el nivel del agua, con el objetivo de mejorar la comprensión de los procesos de cambio de este fenómeno físico. Para esto ellos consideraron necesario separar las mediciones en cambios de altura de la superficie terrestre y cambios en la altura de la superficie del mar. Por lo tanto, propusieron el diseño una estación GPS/GNSS de doble antena para capturar la multitrayectoria proveniente del mar.

Nuevamente, Löfgren et al. (2011) analizaron el comportamiento de las señales GNSS en un periodo de tres meses para monitorear el nivel del agua en una región específica. Esta investigación consistió en aprovechar la señal directa y la multitrayectoria en conjunto para determinar los cambios del nivel del mar en la zona costera cercana. Además, a partir de los resultados del mareógrafo basado en GNSS encontraron señales de marea oceánica significativas en periodos quincenales, diurnos, semidiurnales y cuatridiurnales.

Larson, Löfgren y Haas (2013) comparó la viabilidad de utilizar un solo receptor GPS en vez de dos para determinar el nivel del agua de una región, obteniendo mejores resultados en condiciones de vientos fuertes. Esta investigación surgió de la necesidad de comparar la viabilidad de utilizar un solo receptor (y antena) en vez de dos para aplicaciones de medición del nivel del mar en zonas costeras, ya que como se mencionó, trabajos de investigación anteriores utilizaron dos receptores GPS especialmente para este propósito instalados mediante una configuración especial para maximizar el análisis de la multitrayectoria. Si bien, los resultados indicaron que al utilizar un solo receptor se disminuyó la precisión de las mediciones al ser comparadas con un mareógrafo, se obtuvieron mejores resultados al existir condiciones de vientos que afectan el oleaje de la zona.

Finalmente, Larson, Ray y Williams (2017) realizó un estudio temporal de 10 años, comparando las mediciones del nivel del agua entre un receptor GPS y un mareógrafo convencional. Los resultados indicaron que las mediciones se mejoran al tener en cuenta el movimiento (mareal) de la superficie del mar que se refleja y el retraso de la propagación de la señal por la troposfera. El error RMS de las estimaciones de nivel de agua de GPS individuales es de aproximadamente 12 cm, los niveles más bajos de agua se miden con mayor precisión que los niveles de agua más altos. En este sentido, también se han desarrollado campañas internacionales para evaluar y habilitar nuevas estaciones GNSS-R (Nieviniski et al., 2020), donde las precisiones reportadas oscilan los 5 cm.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Sistema de Posicionamiento Global

Originalmente el concepto del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos para fines militares a finales de la década de los 70's. Sin embargo, conforme transcurrió el tiempo, a partir de la década de los 90's se adoptó esta tecnología para el ámbito civil y científico, dando inicio a una serie de aplicaciones tales como posicionamiento, navegación, mediciones del movimiento tectónico, monitoreo de estructuras civiles (Guzman et al., 2019), investigación del clima, movimiento de glaciares y hielo marino, mediciones de profundidad de nieve y humedad del suelo, rastreo de aves y mamíferos, sistemas de alerta temprana de tsunamis, sistemas de monitoreo de deslizamientos de tierra, y percepción remota del océano (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001; Löfgren, 2014). Sin embargo, para comprender el mecanismo detrás de este sistema, es necesario hacer una revisión histórica del mismo.

2.1.1. Antecedente Histórico del GPS

Con base en Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins (2001), durante la época de la segunda guerra mundial se realizaron los primeros intentos por establecer una conexión (en términos de posicionamiento) entre los continentes mediante el uso de técnicas de energía electromagnética, dando lugar a la tecnología HIRAN (HIGH RANGing), el cual fue un sistema electrónico operacional para el posicionamiento de aeronaves. De este modo, el HIRAN permitió medir la diferencia en los datums entre Norte América y Europa mediante los arcos de trilateración¹. Sin embargo, en 1957 después del lanzamiento del primer satélite soviético al espacio, llamado Sputnik, diversos científicos alrededor del mundo se percataron que el cambio Doppler en la señal de radio emitida por un satélite en el espacio podría utilizarse para determinar el tiempo exacto del acercamiento más próximo del satélite. Así mismo, este descubrimiento en conjunto con las leyes de Kepler para calcular las efemérides de los satélites, permitieron hoy en día determinar el posicionamiento preciso de cualquier objeto en cualquier parte del planeta. Finalmente, en la década de 1980, la armada de los Estados Unidos de América puso en funcionamiento un sistema de navegación basado en las emisiones de un reducido grupo de satélites, este sistema llamado TRANSIT fue el

¹Método matemático para determinar las posiciones relativas de objetos usando la geometría de triángulos de forma análoga a la triangulación.

antecedente del actual Sistema Global de Posicionamiento (GPS), el cual cuenta actualmente con 24 satélites operacionales más ocho satélites extras en caso de que algún satélite principal presente fallas a una altitud aproximada de 20,200 Km con respecto a la superficie terrestre, además cuenta con seis planos orbitales con periodos de 12 horas siderales (11 horas, 28 minutos y 2 segundos) a una inclinación orbital de 55° , esta distribución en particular garantiza que por lo menos cuatro satélites estarán en línea de vista de un receptor de GPS en cualquier parte del mundo durante todo el día, así mismo, el funcionamiento operacional del GPS se divide en tres segmentos fundamentales los cuales se describirán a continuación.

2.1.2. Segmentos Operacionales del GPS

Para su operación, el sistema completo del GPS presenta una determinada estructura y puede dividirse en tres segmentos, el primero de ellos el segmento *espacial* básicamente contiene los satélites que emiten la señal de radio hacia la superficie terrestre, el segundo llamado segmento de *control*, cuyo objetivo es controlar y gobernar dicho sistema, por último el tercer segmento denominado de *usuario*, los cuales consiste en los diferentes tipos de receptores cuyo objetivo base es el posicionamiento preciso. Con base en Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen (2014), dichos segmentos se procederán a describir detalladamente a continuación.

- *Segmento Espacial*: Este segmento se compone por los satélites que forman el sistema tanto de navegación como de comunicación, así como las diferentes señales que envían y reciben cada uno de los receptores. Cada satélite esta equipado con emisores de ondas de radio que transmiten con una frecuencia de entre 1200-1500 MHz. Estas ondas de radio viajan a la velocidad de la luz (aproximadamente 300,000,000 m/s en el vacío), y disminuyen su velocidad cuando atraviesan la atmósfera terrestre. Los satélites también están equipados con relojes atómicos, que mantienen el tiempo en base a vibraciones naturales periódicas dentro de los átomos, estos relojes increíblemente precisos son un componente crítico que hacen posible el uso de satélites para navegación y mapeo. Así mismo, cada satélite cuenta con cuatro relojes, dos de cesio y dos de rubidio, de esta forma se evita el riesgo de rotura o pérdida de precisión por alguno de los relojes.
- *Segmento de Control*: Este segmento se encuentra formado por estaciones centrales de seguimiento cuyo objetivo es el control de los satélites. Además, es el encargado de controlar y corregir las órbitas de los satélites del sector espacial, así como las de sus relojes u osciladores. La información obtenida de este seguimiento es enviada a una denominada *estación principal* la cual se encuentra ubicada en la Base de la Fuerza Aérea Falcon en Colorado Springs, Colorado, en donde se calculan las órbitas futuras de los satélites como una función del tiempo, dichos cálculos y las correcciones de los relojes de los satélites se encuentran introducidos en el mensaje de navegación.

- *Segmento de Usuario*: Este segmento se constituye por todos los equipos utilizados para la recepción de las señales emitidas por los satélites, los cuales se emplean para el posicionamiento, ya sea estático o cinemático, navegación o para la determinación del tiempo con precisión. Cabe mencionar que, los GPS de uso civil no requieren licencia para operar ya que no transmiten señales de radio, solamente las reciben. Existen en la actualidad, una gran gama de receptores con distintas precisiones y por ende precio, cada uno se adapta a un uso en particular.

2.1.3. Principio Fundamental del Posicionamiento

El principio fundamental en el que se basa el posicionamiento con GPS es medir la distancia de varios satélites con posiciones conocidas (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). El observable principal es el tiempo de propagación de la señal de cada satélite al receptor, donde cada señal de satélite se identifica continuamente con su propio tiempo de transmisión y la frecuencia portadora se modula con un código conocido (ambos dependen de la técnica de acceso múltiple del GNSS). Entonces, al correlacionar la señal recibida del satélite con una réplica de señal generada por el receptor, es posible adquirir el tiempo de propagación de la señal, así mismo, al multiplicar el tiempo de propagación con la velocidad de la señal (aproximadamente la velocidad de la luz) se obtiene el rango o distancia entre el satélite y el receptor (*Figura 2.1*). Sin embargo, dado que los relojes del satélite y del receptor no están perfectamente sincronizados, este rango está influenciado por errores de reloj, por lo tanto, la medición no es del rango real, dando lugar al concepto de *pseudodistancia* (Löfgren, 2014).

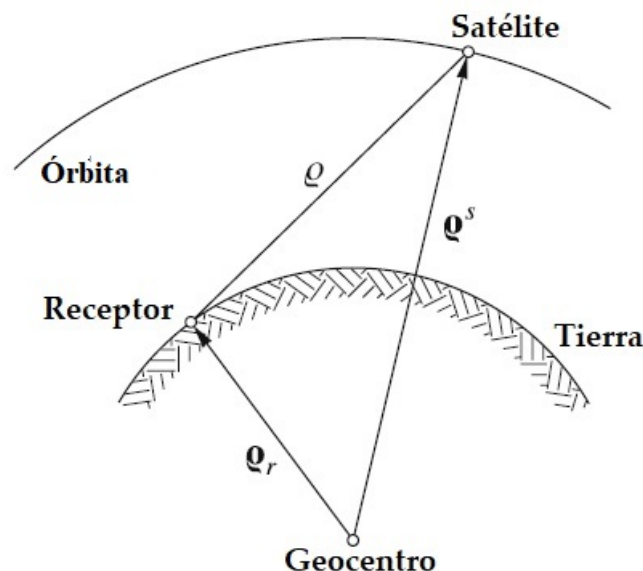


Figura 2.1: Esquema gráfico del principio fundamental de posicionamiento basado en satélites (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001).

Con base en la *Figura 2.1*, es posible visualizar que el vector espacial ϱ^s es relativo al centro de masas terrestre o geocentro con respecto a cada satélite, y puede ser calculado por las efemérides satelitales. Así mismo, si el receptor que se encuentra en la tierra (el cual se define por su vector de posición geocéntrica ϱ_r) empleó un reloj que se configuró precisamente a la hora del sistema, la distancia geométrica o el rango ϱ para cada satélite se podría medir con precisión registrando el tiempo de ejecución requerido para que la señal de satélite (codificada) llegue al receptor. Entonces, cada rango define una esfera (o superficie de una esfera) con su centro en la posición del satélite. Por lo tanto, usando esta técnica, solo se necesitarán rangos de tres satélites ya que la intersección de tres esferas produce las tres incógnitas (latitud, longitud y altura) las cuales, podrían determinarse a partir de las tres ecuaciones de rango (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001):

$$\varrho = \| \varrho^s - \varrho_r \| \quad (2.1)$$

Finalmente, se puede deducir que la pseudodistancia se compone por el rango geométrico más un rango de corrección $\Delta\varrho$ resultante del error del reloj del receptor o del sesgo del reloj δ , por lo que un modelo simple del pseudorango se puede determinar como:

$$R = \varrho + \Delta\varrho = \varrho + c\delta \quad (2.2)$$

donde c es la velocidad de la luz en el vacío. De este modo, se necesitan cuatro pseudorangos simultáneos para resolver las cuatro incógnitas, es decir, los tres componentes de la posición más el sesgo del reloj (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Sin embargo, el concepto base de posicionamiento mencionado anteriormente es válido para mediciones con código, las cuales se modulan en la frecuencia portadora en cada señal de satélite, y se realiza con la correlación en el receptor (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001; Löfgren, 2014).

Después de la correlación, el código y el mensaje de navegación (información general sobre el satélite, el reloj, la órbita y las diferentes correcciones) se eliminan de la señal portadora (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Entonces se procede a comparar la fase de la señal entrante con la fase de la réplica de señal generada en el receptor para poder realizar una medición de fase. Esto significa que el receptor solo puede determinar la diferencia de fase entre la señal recibida en la recepción y la réplica de la señal generada, más no la pseudodistancia completa. En consecuencia, la observación es ambigua por un número entero de longitudes de onda, que se denomina ambigüedad entera o de fase (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Dicha ambigüedad de fase es la misma para un par de receptor de satélite dado siempre que el receptor pueda mantener el bloqueo continuo de la señal de satélite. Por lo tanto, con base en Teunissen y Kleusberg (1998) la observación de las mediciones de fase en unidades de metros puede describirse como:

$$\lambda\phi_A^j = \rho_A^j + c(\tau_A - \tau^j) + Z_A^j - I_A^j + \lambda N_A^j + \epsilon \quad (2.3)$$

Partiendo desde el componente izquierdo de la **Ecuación 2.3**, λ es la longitud

de onda de la señal portadora la cual es multiplicada por la fase portadora observada en unidades de ciclos ϕ_A^j . Así mismo, la sección derecha de la ecuación consiste en el rango geométrico de los satélites ρ_A^j , la velocidad de la señal c equivalente a la velocidad de la luz en el vacío, la tendencia del reloj en el receptor τ_A , el sesgo del reloj en el satélite τ^j , el retraso causado por la atmósfera neutral Z_A^j , también llamado como retraso troposférico, así como el retraso ionosférico I_A^j , la longitud de onda de la señal portadora multiplicada por la ambigüedad de fase N_A^j , así como los errores no modelados ϵ , como por ejemplo la multitrayectoria y el ruido del receptor. Los índices j y A se refieren al satélite y al receptor, respectivamente (Löfgren, 2014).

Así mismo, como se puede observar en la **Ecuación 2.3**, las señales GNSS se ven afectadas al pasar a través de la atmósfera de la Tierra, esta contribución se divide en un retraso troposférico y un ionosférico respectivamente. La troposfera es la parte inferior de la atmósfera desde la superficie terrestre hasta aproximadamente 10 km, la cual presenta una disminución de la temperatura con el aumento de la altitud (ya que para el análisis de datos GNSS toda la atmósfera neutra a 50 km de altitud se conoce como troposfera). Así mismo, debido a la presencia de átomos y moléculas neutrales, las señales GNSS se retrasan en la troposfera (Teunissen y Kleusberg, 1998). Dicho retraso se puede dividir en el *Retraso Hidrostático del Cenit* (ZHD, por sus siglas en inglés), que es causado por dipolos inducidos en las moléculas, y el *Retraso Húmedo del Cenit* (ZWD, por sus siglas en inglés), que es causado principalmente por el momento dipolar permanente del vapor de agua (Löfgren, 2014). El ZHD es la mayor parte del retraso con una magnitud de aproximadamente 2,3 m para un sitio a nivel del mar y en atmósfera estándar con 1013 hPa, como este retraso varía lentamente en función de la presión, se puede estimar en la dirección del cenit usando mediciones de presión superficial (Saastamoinen, 2013). El ZWD es más pequeño que el ZHD y puede ir desde menos de 1 cm a 40 cm, no obstante, la distribución de vapor de agua es muy variable y no puede predecirse con precisión. Por lo tanto, en un posicionamiento de alta precisión, el ZWD debe tratarse como un parámetro desconocido y estimarse junto con los demás parámetros. Para una primera aproximación, tanto ZHD como ZWD se manejan juntas como un retardo oblicuo llamado *Retraso Total del Cenit* (ZTD, por sus siglas en inglés), que se asigna a las direcciones de las observaciones usando funciones de mapeo (Davis et al., 1985; Niell, 1996).

Así mismo, la ionosfera es la parte superior de la atmósfera de la Tierra, la cual se encuentra aproximadamente entre 80 y 500 km sobre la superficie terrestre. Aquí la cantidad significativa de electrones libres (debido a la radiación ionizante principalmente del sol) retrasa las mediciones del código y, como caso contrario, acelera la fase de la señal portadora (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). La cantidad total de electrones libres a lo largo del camino de propagación se define como el *Contenido Total de Electrones* (TEC, por sus siglas en inglés) y puede variar entre 5-60 TECU ($1 \text{ TECU} = 1 \times 10^{16} \text{ electrones/m}^2$) dependiendo de la actividad solar, la hora del día, la estación y la posición del satélite y del sitio de observación (Ma, Han y Yin, 2009). Sin embargo, al utilizar las *Combinaciones Lineales* (LC) sin ionosfera, la demora se puede eliminar hasta en un 99 % utilizando dos mediciones de fase de dos frecuencias distintas (Hernández-Pajares et al., 2007).

Finalmente, el último término en el lado derecho de la **Ecuación 2.3** consiste en errores adicionales que son complicados de modelar, por ejemplo, características del receptor que se encuentran incorporados, y señales por multitrayectoria, es decir, señales de satélite que se han reflejado desde estructuras en el entorno del receptor antes de llegar a la antena. Sin embargo, el efecto de las señales provenientes de la multitrayectoria se puede mitigar, por ejemplo, mediante material absorbente de microondas en la parte inferior de la antena (Ning, Elgered y J.M., 2011).

Cabe mencionar que, las mediciones de fase portadora de acuerdo con la **Ecuación 2.3** se usan en la mayoría de las aplicaciones de alta precisión, por ejemplo, movimiento tectónico y detección remota de fenómenos atmosféricos. Las soluciones de posicionamiento para estos tipos de mediciones tienen precisiones en un nivel de centímetro.

2.1.4. La Señal de Radiofrecuencia del GPS

Actualmente, el GPS utiliza dos señales portadoras denominadas L_1 la cual cuenta con una frecuencia $f = 1575,42 \text{ Mhz}$ y una longitud de onda de $\lambda = 19,05 \text{ cm}$, así mismo, la señal L_2 posee una frecuencia de $f = 1227,6 \text{ Mhz}$ con una longitud de onda de $\lambda = 24,45 \text{ cm}$, ambas derivadas de una señal fundamental llamada L_0 ($f = 10,23 \text{ Mhz}$, $\lambda = 1,237 \text{ mm}$), respectivamente. Sin embargo, en la nueva generación de satélites existe una señal llamada L_5 ($f = 1176,45 \text{ Mhz}$, $\lambda = 25,48 \text{ cm}$) la cual fue diseñada para aplicaciones civiles y aviación, entre otros. Además, los satélites de nueva generación tienen una mayor potencia de señal, entre 6-10 dB, para mejorar las operaciones.

Una característica que distingue al GPS de los GNSS, es una técnica llamada *Acceso Múltiple por División de Código* (CDMA, por sus siglas en inglés), dicha técnica permite que cada satélite obtenga un código único con el que se puede distinguir de los otros satélites. En la práctica, a cada satélite se le asignan dos códigos únicos de ruido *Pseudoaleatorio* (PRN, por sus siglas en inglés), las cuales se modulan en las dos frecuencias portadoras principales (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Estos códigos PRN son el *Código Civil de Adquisición* (código C/A) y el *Código Militar de Precisión* (código P). El código C/A es menos preciso que el código P y está modulado en la portadora L_1 para uso civil. Sin embargo, el código P está modulado en ambos operadores, pero está encriptado y solo puede ser utilizado por el ejército. Desde 2005, también hay un segundo código civil, que se modula en el operador L_2 llamado L_2C (GNSS, 2006). La nueva señal L_2C no tiene una potencia de señal más alta en comparación con la señal L_1 C/A. Sin embargo, cuenta con una estructura de código más sólida y métodos de corrección de errores mejorados, por lo que se puede usar de manera más efectiva, permitiendo una mayor recuperación de datos que la señal L_2 original (Gakstatter, 2006), la cual permite mejorar, por ejemplo, las aplicaciones de frecuencia dual como corrección de errores ionosféricos (GNSS, 2006). Actualmente, 11 satélites transmiten la señal L_2C y cuatro satélites transmiten la señal L_5 (UNAVCO, 2013). Además de los códigos PRN, existe un mensaje de datos modulado en ambos operadores, este mensaje consiste en información de estado

del satélite, efemérides satelitales (parámetros orbitales), sesgos de reloj satelital y datos de corrección adicionales.

2.1.5. Sistemas de Referencia ITRF y GNSS

Los satélites que forman la constelación GNSS se encuentran en un dominio celeste o espacial, y la descripción de su movimiento se hace en principio en éste, pero los receptores están generalmente ligados a la Tierra, y sus coordenadas se tratan mediante un sistema terrestre (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014). Por ello es necesario definir dos tipos de sistemas de referencia en el espacio, uno celeste ICRS (Sistema Internacional de Referencia Celeste), para la descripción del movimiento satelital, y otro terrestre ITRS (Sistema Internacional de Referencia Terrestre), para la posición de los usuarios (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014). Así mismo, el marco de referencia utilizado para representar las coordenadas cartesianas en GPS/GLONASS se llama (ECEF) y es un marco de referencia terrestre centrado en la Tierra y fijo a ella (Earth Centered, Earth Fixed).

Como se mencionó previamente en la **Sección 1.1**, las mediciones del nivel del nivel del mar otorgadas por los mareógrafos convencionales son de carácter relativo, puesto que no están sujetas a un marco de referencia como el ITRF. El Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF) es la materialización del ITRS, definido por un conjunto de puntos físicamente establecidos con sus coordenadas cartesianas tridimensionales (X,Y,Z) geocéntricas o geográficas y sus velocidades (Altamimi, 2003). Por ello se debe usar un elipsoide de referencia para obtener coordenadas elipsoidales (latitud, longitud y altura elipsoidal), así mismo, el elipsoide de referencia asociado a este es el GRS-80.

Actualmente, la precisión del ITRF absoluta es del orden entre ± 0.5 cm y ± 2 cm, esto ha permitido medir el movimiento de las diferentes placas tectónicas y generar modelos. El ITRF se determina a partir de observaciones realizadas mediante cinco técnicas geodésicas: GNSS, SLR y LLR (Lunar and Satellite Laser Ranging), VLBI (Very Long Baseline Interferometry) y DORIS (Doppler Orbitography Radio-positioning Integrated by Satellite) (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014; Altamimi, 2003).

En las distintas versiones o actualizaciones del ITRF se incluyen del ITRF89 hasta el ITRF2008, y está preparándose el ITRF2013. Las sucesivas versiones de ITRF representan mejor las cantidades y calidades de las observaciones. Además, se implementan mejoras en los algoritmos de procesamiento y presentan mejores modelos de los movimientos (o velocidades) de las placas tectónicas, esto es necesario ya que todos los puntos de la corteza terrestre se asientan sobre placas tectónicas que sufren movimientos constantes (Lillie, 1999).

Conforme fue transcurriendo el tiempo, nuevos sistemas de posicionamiento global desarrollados por otros países fueron puestos en órbita, conformando así los denominados GNSS. Estas nuevas constelaciones de satélites permitieron que surgieran redes de referencia alrededor del mundo para distintos propósitos tanto civiles como científicas, entre estas, destacan la IGS, CORS y PBO de UNAVCO; dichas redes se definen con detalle a continuación.

- *The International GNSS Service (IGS)*: Es una organización internacional con la finalidad de ofrecer datos GNSS de alta calidad sin ningún costo alguno. Con base en Dow, Neilan y Rizos (2009), el IGS se encuentra operacional desde 1994 y ofrece datos conforme a aplicaciones que requieren un marco global de referencia para propósitos, científicos, educacionales o comerciales. Además, el IGS cuenta con aproximadamente 400 estaciones GNSS instaladas alrededor del mundo en más de 100 países (Figura 2.2). Entre los distintos productos que ofrece libremente la IGS se encuentran: efemérides satelitales GNSS, parámetros de rotación terrestre, coordenadas y velocidades de la estación de seguimiento global, información del reloj de la estación satelital y de seguimiento, estimaciones del retraso del cenit de la ruta troposférica, mapas de la ionosfera global, entre otros.

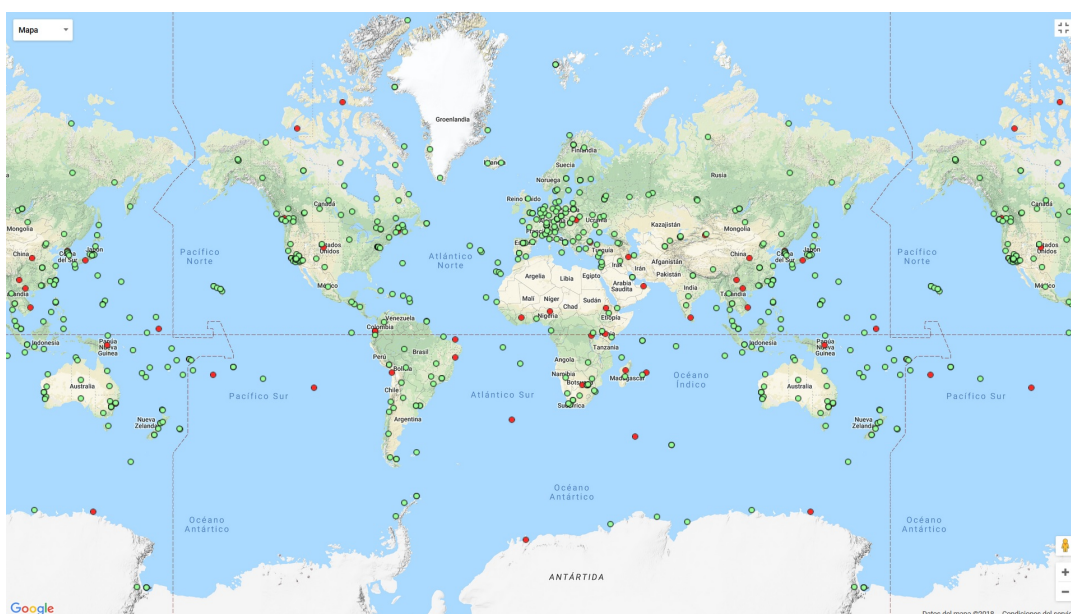


Figura 2.2: Ubicación de las distintas estaciones GNSS instaladas y controladas por la IGS, los puntos verdes indican las estaciones que se encuentran en pleno funcionamiento, los rojos, indican aquellas estaciones que no han adquirido datos por algunos días (IGS, 2018).

- *Continuously Operating Reference Station (CORS)*: Esta red GNSS fue financiada y es actualmente controlada por la National Geodetic Survey (NGS), el cual es un departamento del National Ocean Service del National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), EUA. Esta red proporciona datos consistentes en mediciones de fase y de código en apoyo del posicionamiento tridimensional, la meteorología, el clima espacial y aplicaciones geofísicas en todo Estados Unidos y algunos países extranjeros. Las coordenadas en postproceso mejoradas de la CORS se aproximan a unos centímetros del Sistema de Referencia Espacial Nacional, tanto horizontal como verticalmente. Hasta el 2015, la CORS cuenta con aproximadamente 2000 estaciones para fines multipropósitos (Figura 2.3), tal cual es el caso de la IGS (Snay y Soler, 2008).

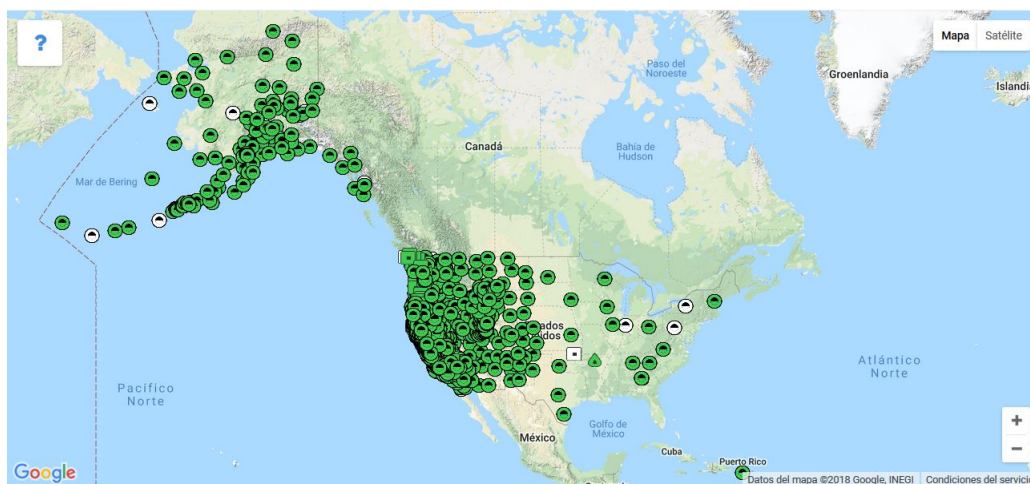


Figura 2.4: Mapa de las estaciones GNSS de la red CORS administrada por UNAVCO en EUA. Esta red cuenta con estaciones en la región territorial de EUA, Alaska y Canadá. Las estaciones cuentan con dos frecuencias de muestreo: Normales (15 segundos) y Alta (0.2 a 1 segundo)(UNAVCO, 2018).

2.1.6. GLONASS

Además del GPS, existen otros sistemas de posicionamiento que se encuentran en desarrollo y otros que se encuentran operacionales completamente, tal es el caso del sistema de origen ruso *Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema* (GLONASS), este sistema GNSS inició a mediados de la década de 1970 en la República Socialista de la Unión Soviética (URSS), basándose principalmente en la experiencia obtenida con el efecto Doppler del satélite Tsikada (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Desde entonces, en 1982 se lanzaron tres satélites, uno de ellos operacional y los otros dos como satélites de pruebas, posteriormente se fueron realizando más lanzamientos, sin embargo, fue hasta 1995 cuando la constelación GLONASS se completó y declaró completamente operacional (M. Polischuk et al., 2002). Actualmente, GLONASS cuenta con 24 satélites operativos más cuatro en fase de prueba en tres planos orbitales de ocho satélites cada uno, con una inclinación de 64.8° respecto al ecuador, la altura orbital es de aproximadamente 19100 Km, con lo cual se garantizan al menos cinco satélites visibles en todo momento por los receptores (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014).

Este sistema comparte varias características con el GPS, sin embargo, no son del todo similares, por ejemplo, su diferencia principal es que cada uno de los satélites emite en una frecuencia diferente debido a que cuenta con una estructura distinta en su señal, pero todos usan el mismo código, también utiliza un sistema propio de referencia terrestre el cual se denomina PZ-90 (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014). Los códigos PRN son los mismos para todos los satélites, y la forma de distinguir entre satélites es mediante el uso del método *Acceso Múltiple por División de Frecuencia* (FDMA, por sus siglas en inglés), lo cual permite que cada satélite tenga asignada dos señales portadoras individuales que

se encuentran alrededor de las frecuencias centrales L_1 la cual cuenta con una frecuencia $f = 1602,00 \text{ Mhz}$ y longitud de onda de $\lambda = 18,71 \text{ cm}$, así como L_2 con $f = 1246,00 \text{ Mhz}$ y $\lambda = 24,06 \text{ cm}$. La separación entre canales es de $562,5 \text{ KHz}$ para la banda L_1 y $437,5 \text{ KHz}$ en L_1 , con 14 canales para los 24 satélites, respectivamente (M. Polischuk et al., 2002).

Cada satélite GLONASS proporciona continuamente señales de navegación: la señal de precisión estándar, es decir, el código C/A (también denominado código S) y la señal de alta precisión, es decir, el código P, en dos sub-bandas de la banda L, denotado como G1 y G2 (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Tanto C/A como el código P están disponibles gratuitamente, también existe un mensaje de navegación que se transmite cada 30 minutos y contiene los vectores de posición, velocidad y aceleración del satélite. Actualmente, existe un plan de modernización del sistema, en el cual se van a normalizar las frecuencias de forma similar al GPS, y cambiará la técnica FDMA por la CDMA. El programa de modernización además de cambiar la técnica a CDMA, está trabajando en la transición al PZ90.11, alineado con el ITRF a nivel milimétrico (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014), así como una frecuencia nueva L_3 la cual cuenta con ($f = 1204,14 \text{ Mhz}$, $\lambda = 24,83 \text{ cm}$).

2.1.7. Galileo

Con los beneficios en aplicaciones civiles y científicas otorgadas por el GPS y GLONASS, la unión europea también consideró gestionar su propio sistema de posicionamiento. En la década de los 80's, la Agencia Espacial Europea (ESA) inicio con el estudio de distintos conceptos sobre sistemas de posicionamiento (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). Posteriormente, en 1994, el Consejo Europeo solicitó a la Comisión Europea en una resolución para responder a los desafíos de la tecnología de la información y tomar las iniciativas necesarias para contribuir a la navegación por satélite. Finalmente, fue hasta 1999 cuando se consolidó oficialmente el proyecto para la puesta en órbita del sistema de posicionamiento GALILEO, este sistema a diferencia de GPS y GLONASS, está bajo control civil y será totalmente compatible e interoperable con otros sistemas GNSS (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014).

El desarrollo de GALILEO consta de cuatro fases, la primera fase de definición inicio en el 2001, la cual consistió en la experimentación con dos satélites experimentales [Galileo In-Orbit Validation Element (GIOVE)] con la finalidad de realizar pruebas con la señal de radio, dicha fase finalizó en 2003 (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014). La segunda fase de desarrollo y validación, la cual consistió, con el lanzamiento de cuatro satélites adicionales, proporcionando la cantidad mínima requerida de satélites para las pruebas de posicionamiento y temporización, esta fase finalizó el 31 de diciembre de 2013 (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001). La tercera fase de despliegue debe completarse antes del 31 de diciembre de 2020, la cual contempla el lanzamiento de dos satélites completamente operaciones, además de completarse la constelación e infraestructuras y finalmente la cuarta fase de explotación, donde se podrá hacer uso de los servicios de posicionamiento (Inside, 2013).

Con base en el reporte de la Agencia Espacial Europea ESA (2013), al ser finalizado el sistema de posicionamiento GALILEO, contará con 27 satélites operacionales más tres de reserva, posicionados en tres planos orbitales casi circulares. Así mismo, cada órbita contará con nueve satélites espaciados uniformemente más uno de reserva, con una inclinación orbital de 56° y una altura de 23 222 Km sobre la superficie terrestre con un periodo orbital de 14 horas y siete minutos (Löfgren, 2014). Además del GPS, GALILEO utiliza el método CDMA para distinguir entre satélites y transmite señales en la frecuencia de la banda L. Para la banda E_1 se tiene una frecuencia de $f = 1575,42 \text{ Mhz}$ y longitud de onda $\lambda = 19,03 \text{ cm}$, la banda E_5 cuenta con dos sub-bandas denominadas: E_{5a} ($f = 1176,45 \text{ Mhz}$, $\lambda = 25,48 \text{ cm}$) y E_{5b} ($f = 1207,14 \text{ Mhz}$, $\lambda = 24,83 \text{ cm}$), finalmente la banda E_6 con ($f = 1278,75 \text{ Mhz}$, $\lambda = 23,44 \text{ cm}$) (Union, 2010).

2.1.8. BeiDou/Compass

Este sistema de navegación satelital fue desarrollado por China, iniciando su primer fase en 1997 con el sistema regional BeiDou-1, el cual finalizo en 2003. Posteriormente, en el 2005 se inició con la segunda fase, llamada BeiDou-2 (también llamada COMPASS), en donde se lanzaron los primeros satélites operacionales en el 2007, finalmente, en el 2012 BeiDou se declaró un sistema de navegación satelital completamente operacional, así mismo, el proyecto espera tener cobertura mundial en 2020, pero todo hace prever que sea finalizado con anterioridad (Berne Valero, Anquela Julian y Garrido Villen, 2014). BeiDou constará de 35 satélites (cinco en órbitas geoestacionarias, 27 en órbita terrestre media en tres planos orbitales, más tres en órbita no geoestacionaria inclinada). La altitud orbital es de 21 150 Km sobre la superficie terrestre con un periodo orbital aproximado de 12 horas y 53 minutos con una inclinación orbital de 55.5° , donde además, se planea cinco satélites adicionales en órbita geoestacionaria a una altura de 35 786 Km (Chong, 2009).

De forma similar al GPS y Galileo, BeiDou utiliza CDMA para distinguir entre satélites y transmite señales en la banda L de radio, la primer banda cuenta con dos sub-bandas denominadas B_1 con una frecuencia de $f = 1561,10,42 \text{ Mhz}$ y con longitud de onda de $\lambda = 19,20 \text{ cm}$, para B_{1-2} se tiene $f = 1589,74 \text{ Mhz}$ y $\lambda = 18,86 \text{ cm}$ la banda B_2 con ($f = 1207,14 \text{ Mhz}$, $\lambda = 24,83 \text{ cm}$) y finalmente B_3 con ($f = 1268,52 \text{ Mhz}$, $\lambda = 23,63 \text{ cm}$) (Chong, 2009).

Tabla 2.1: Principales Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS) disponibles actualmente. Entre estos se encuentran completamente operacionales el GPS y GLONASS, el sistema Galileo se encuentra en fase de validación y el sistema BeiDou continua lanzando satélites en órbita (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001; Löfgren, 2014).

	GPS	GLONASS	Galileo	BeiDou
País/Origen	EUA	Rusia	UE ^a	China
Operacional	1995	1996	2012/2013	2012
Satélites	31	24	14	22
Planos Orbitales	6	3	3	3
Altura Orbital (Km)	20 200	19 100	23 222	21 150
Sistema Referencia	WGS-84	PE-90	GTRF	BTRF
Inclinación Orbital	55°	64.8°	56°	55.5°
Separación de Señal	CDMA	FDMA	CDMA	CDMA
Periodo Orbital	11 h 28 min	11 h 15 min	14 h 7 min	12 h 53 min
Tipo	M/C ^b	M/C ^b	C ^c	M/C ^b
Financiamiento	P ^d	P ^d	P/P ^e	P/P ^e
No. de Frecuencias	3	4	4	4

^a Unión Europea; ^b Militar/Civil; ^c Civil; ^d Publico; ^e Publico/Privado

2.2. Cuerpos de Agua

Desde tiempos remotos, la humanidad ha interactuado con los distintos tipos de cuerpos de agua (como lo son: océanos, mares, lagos, ríos, entre otros) con diversos propósitos, como lo es la obtención de alimento y transporte, los cuales son recursos que se siguen aprovechando hasta la actualidad. La mayor parte de la superficie terrestre se encuentra cubierta por cuerpos de agua, las cuales cubren aproximadamente el 70.8 % de la superficie lo cual equivale a 361 254 000 Km², mientras que el otro 29.2 % corresponde a tierra firme o seca (Michael, 2006). Sin embargo, la humanidad continua explotando los recursos provenientes de los océanos y mares de distintas formas. Conforme fue transcurriendo el tiempo, el ser humano ha buscado entender el comportamiento detrás de los cuerpos de agua, como por ejemplo, la marea, tsunamis, huracanes, etc; para este propósito, se han desarrollado instrumentos y estudios a lo largo del tiempo, los cuales han permitido hoy en día tener un amplio conocimiento sobre ellos.

2.2.1. Océanos y Mares

El mayor de los cuerpos de agua presentes en nuestro planeta son los océanos, estos masivos cuerpos de agua conforman la mayor parte de la superficie terrestre, además, por su tamaño, tienen la capacidad de separar dos o más continentes. Con base en Stewart (2009), los océanos tienen su origen hace aproximadamente 4 000 millones de años, donde en aquel entonces la tierra se encontraba en un periodo de actividad volcánica, ocasionando que la superficie se enfriara a

tal grado que permitiera que el agua en estado líquido comenzara a cubrir la superficie terrestre. Sin embargo, estudios recientes, sugieren que el origen de los océanos tuvo lugar entre 80 y 130 millones de años después de la formación del planeta, cuando algunos asteroides conformados por grandes cantidades de hielo chocaron con la tierra (Albarède, 2009).

Con base en el reporte IHB (1953), por su definición se contemplan solo tres océanos: *Pacífico, Atlántico e Índico*. Así mismo, los mares forman parte de los océanos, por lo cual se consideran solo dos: los mares *Mediterráneos y Marginales*, a continuación, con base en sus límites regionales se describen estos cuerpos de agua (Stewart, 2009):

- El **Océano Pacífico** se extiende hacia el norte desde la Antártida hasta el Estrecho de Bering (*Figura 2.5b*). El límite entre los Océanos Pacífico e Índico sigue la línea desde la Península Malaya a través de Sumatra, Java, Timor, Australia en Cape Londonderry y Tasmania. El área promedio del océano pacífico es de $181.34 \times 10^6 \text{ Km}^2$.
- El **Océano Atlántico** se extiende hacia el norte desde la Antártida e incluye todo el Mar Ártico, el Mediterráneo europeo y el Mediterráneo americano más comúnmente conocido como el Mar Caribe (*Figura 2.5a*). El límite entre los océanos Atlántico e Índico es el meridiano de Cabo Agulhas. Así mismo, el límite entre los océanos Atlántico y Pacífico es la línea que forma la distancia más corta desde el Cabo de Hornos hasta las Islas Shetland del Sur. En el caso del norte, el Mar Ártico es parte del Océano Atlántico, y el Estrecho de Bering es el límite entre el Atlántico y el Pacífico, este océano cuenta con un área promedio de $106.57 \times 10^6 \text{ Km}^2$.
- El **Océano Índico** se extiende desde la Antártida hasta el continente asiático, incluidos el Mar Rojo y el Golfo Pérsico (*Figura 2.5c*). Cabe mencionar que algunos autores usan el nombre Océano Austral para describir el océano que rodea la Antártida, su área es de $74.12 \times 10^6 \text{ Km}^2$.
- Los **Mares Mediterráneos** están en su mayoría rodeados de tierra. Según esta definición, los mares del Ártico y del Caribe son ambos mares mediterráneos.
- El **Mar Marginal** se define solo por un margen en la costa. Por ejemplo, el Mar Árabe y el Mar de China Meridional son mares marginales.

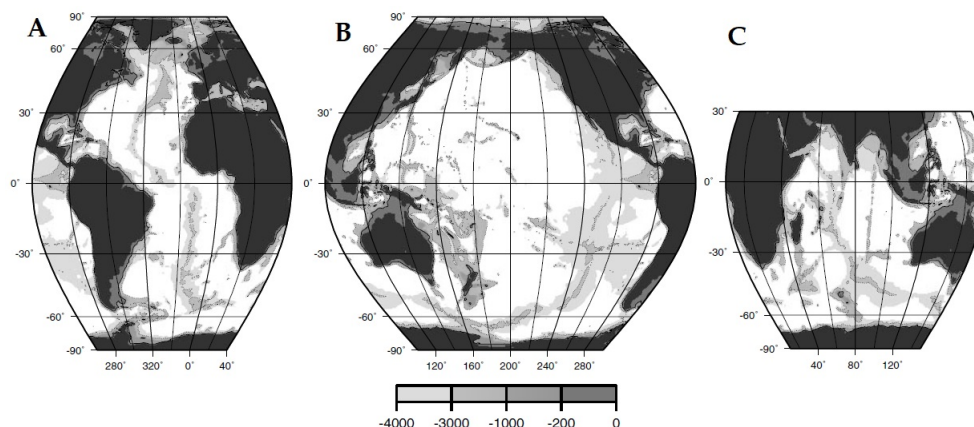


Figura 2.5: Los tres océanos principales del planeta representados mediante la proyección de áreas equivalentes Eckert VI. La profundidad se encuentra representada en metros, así como el contorno de 200 metros representa las plataformas continentales. Los índices A, B y C corresponden a los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, respectivamente (Stewart, 2009).

2.2.2. Características Generales de las Aguas Oceánicas

Las dimensiones de los océanos varían aproximadamente de 1 500 Km para el ancho mínimo del Atlántico hasta más de 13 000 Km para la extensión norte-sur del Atlántico y el ancho del Pacífico. Así mismo, las profundidades típicas se encuentran en un rango de tres a cuatro kilómetros para la mayoría de la superficie oceánica. Sin embargo, esta es variable dependiendo de las zonas del relieve oceánico, por ejemplo, la parte más profunda se encuentra en la fosa de las Marianas alcanzando los 11 034 m de profundidad (Stewart, 2009).

En los océanos, existe una capa superficial de agua templada que se encuentran en un rango de 12 °C a 30 °C que llega hasta una profundidad variable según las zonas, entre unas decenas de metros hasta los 50 o 100 m. Por debajo de esta capa el agua tiene temperaturas entre 5 °C y -1 °C, siendo la termoclina el límite entre las dos capas. Por lo tanto, el agua está más cálida en las zonas templadas, ecuatoriales y más fría cerca de los polos, así mismo, más cálida en verano y más fría en invierno (Michael, 2006).

2.2.3. Características de la Superficie Oceánica

Además de la superficie terrestre, la superficie oceánica también cuenta con implicaciones dinámicas, por ejemplo, las velocidades verticales suelen ser mucho más pequeñas que las velocidades horizontales, incluso a distancias de unos pocos cientos de kilómetros, por lo que la velocidad vertical debe ser del orden del 1 % de la velocidad horizontal.

Con base en Stewart (2009), la corteza terrestre se divide en dos tipos: las regiones de corteza fina o densa la cual cuenta con un espesor de aproximadamente 10 Km, por ejemplo, la corteza oceánica se encuentra dentro de este concepto; el

segundo tipo se denomina corteza gruesa o espesa con un espesor de aproximadamente 40 Km, en donde la corteza continental profunda y más ligera tiende a flotar más alto en el manto más denso que la corteza oceánica, además, la altura media de la corteza relativa al nivel del mar tiene dos características distintas: los continentes tienen una elevación media de 1 114 m y los océanos tienen una profundidad media de -3 432 m.

La corteza se divide en función de las grandes placas que se mueven entre sí. Por ejemplo, puede surgir una nueva corteza en las zonas del océano medio, así mismo, la corteza vieja se pierde en las trincheras (*Figura 2.6*). Debido a la tectónica de placas, el movimiento relativo de la corteza produce las características distintivas del fondo marino en las que se incluyen crestas, trincheras, arcos insulares, cuencas y monturas marinas en el océano medio.

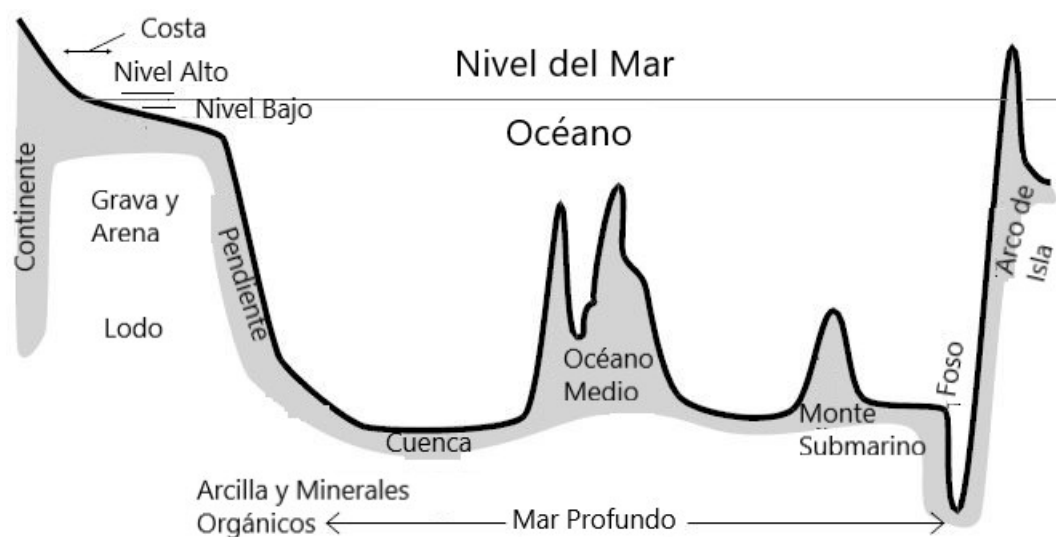


Figura 2.6: Esquema gráfico del océano que muestra las características principales del lecho marino. Donde la pendiente del fondo del mar ha sido exagerada para resaltar las características del mismo (Stewart, 2009).

Las características del lecho submarino tienen influencias importantes en la circulación oceánica. Por ejemplo, las crestas separan las aguas profundas de los océanos en distintas cuencas separadas por umbrales. El agua que se encuentra a una profundidad mayor que el umbral no puede moverse de una cuenca a otra, por lo que, decenas de miles de picos aislados, montes submarinos, están dispersos por las cuencas oceánicas, repercutiendo en la interrupción de las corrientes oceánicas y produciendo turbulencias que conducen a la mezcla vertical de agua en el océano (Dietrich, 1980).

2.2.4. Fundamento Teórico de las Mareas

Desde cientos de años atrás, el fenómeno de las mareas han sido un objeto de estudio de gran interés para el ser humano, por ejemplo, al menos en los últimos 400 años los marineros han sabido que el comportamiento de las mareas están relacionadas con la fase lunar, sin embargo, el mecanismo físico que rige el comportamiento de las mareas es más complicado de explicar, así mismo, se ha considerado de importancia para el comercio y la ciencia marítima (Stewart, 2009).

Algunos científicos como Galileo, Descartes, Kepler, Newton, Euler, Bernoulli, Laplace, entre otros, han contribuido a la explicación del fenómeno de las mareas. Incluso, algunas de las primeras computadoras se desarrollaron y se usaron para calcular y predecir mareas. Por ejemplo, Ferrel construyó una máquina de predicción de mareas en 1880 que fue utilizada por el Servicio Geodésico y Costa de los Estados Unidos para predecir 19 componentes de las mareas (*Sección 2.2.6*), posteriormente, en 1901 Harris extendió la capacidad a 37 componentes (Stewart, 2009). Desde entonces, muchas cuestiones sobre el principio físico de las mareas han permanecido, debido a que las mareas son auto-gravitatorias, de comportamiento casi resonante, en una cuenca oceánica rotatoria y elástica con crestas, montañas y cuencas submarinas (LeProvost et al., 1994). Sin embargo, en las estaciones costeras y los puertos, la cuestión es mucho más simple, puesto que los datos de un mareógrafo más la teoría de las fuerzas de las mareas brindan una descripción precisa de las mareas localmente.

Con base en UNAM (2018), es posible describir a la marea como una ondulación suave de la superficie del mar, la cual suele ser imperceptible a simple vista ya que este fenómeno ocurre en lapsos de varias horas, así mismo, en las cuencas oceánicas gira cíclicamente con períodos de 12.42 horas y/o 24.84 horas, aproximadamente. Por lo tanto, en términos estadísticos, la marea se manifiesta a lo largo del litoral como la oscilación vertical del promedio de la amplitud del oleaje que llega a la costa. Para el caso de la playa o costa, cuando la marea tiende a incrementarse, es posible observar un lento acercamiento de la rompiente (la cual es la zona donde rompen las olas) y se ve la invasión de agua y espuma sobre porciones de ella cada vez mayores. Como caso contrario, cuando esta decreciente, la rompiente se retira hacia el mar y decrece notablemente la porción de la playa inundada por la resaca del oleaje.

Así mismo, la marea actúa en forma local en cada litoral, esta se conforma por el periodo del nivel del mar que tiende a subir o bajar que se registra cuando se filtra la rápida oscilación irregular del oleaje local, el cual se encuentra establecido a un banco de nivel en tierra firme. Entonces, en cada ciclo u oscilación, se le denomina *pleamar* cuando ésta alcanza su mayor altura, y por consecuencia *bajamar* cuando llega a su nivel mínimo. Así mismo, se define como *amplitud* de la marea a la distancia vertical entre pleamar y bajamar consecutivas. Por lo tanto, en cada localidad costera, la amplitud de la marea cambia en cada ciclo y consecuentemente se observan valores extremos locales en la amplitud de la marea. Por ejemplo, existen costas en donde la amplitud máxima de la marea es de varios metros, para el caso de México en San Felipe, Baja California, y otras en donde la amplitud máxima se reduce a centímetros, como en Cozumel, Quinta Roo (UNAM, 2018).

Así mismo, se le atribuye el origen de las mareas al resultado de las fuerzas gravitacionales e inerciales que actúan sobre cada porción del océano. Además del campo de fuerza gravitacional de la Tierra que lo mantiene adherido a ella, el efecto gravitacional actúa con el océano en función de la distancia de los cuerpos celestes, particularmente de la luna, por su cercanía a la tierra, y del Sol, por su gran masa (LeProvost et al., 1994). Además, se le atribuyen a éstos las fuerzas inerciales debidas a los movimientos de rotación de los sistemas Tierra-Luna y Tierra-Sol, que giran, cada uno, en torno a un centro de masa común. Por lo tanto, cada porción del fluido del océano está sujeta a fuerzas que nunca están en equilibrio. Por lo que, la fuerza resultante, la cual es la suma vectorial de todas ellas, es la que genera la marea, denominada fuerza generadora o generatriz de la marea (Pugh, 1987).

2.2.5. El Potencial de la Marea

Con base en Stewart (2009), las mareas se calculan a partir de las ecuaciones hidrodinámicas para un océano que presenta un comportamiento de auto-gravitación en una Tierra con un modelo elástico y giratorio, es decir, se define a la fuerza motriz como un cambio pequeño en la gravedad debido al movimiento de la Luna y el Sol con respecto a la Tierra.

La geometría de estas fuerzas cuya suma resultante genera la marea tiene una simetría cónica con respecto a la luna, así mismo, una simetría equivalente podría darse con respecto al Sol (Pugh, 1987). El efecto dinámico gravitacional e inercial de la Luna sobre cada porción del océano se descompone en dos direcciones coplanares naturales: una se denomina *radial*, la cual esta en función partir del centro de la Tierra, y la otra dirección se denomina *tangencial*, la cual se encuentra paralela a la superficie de la Tierra. Las componentes radial y tangencial de las fuerzas gravitacional e inercial se dan sobre cada plano que pasa por el eje del cono de simetría (Figura 2.7).

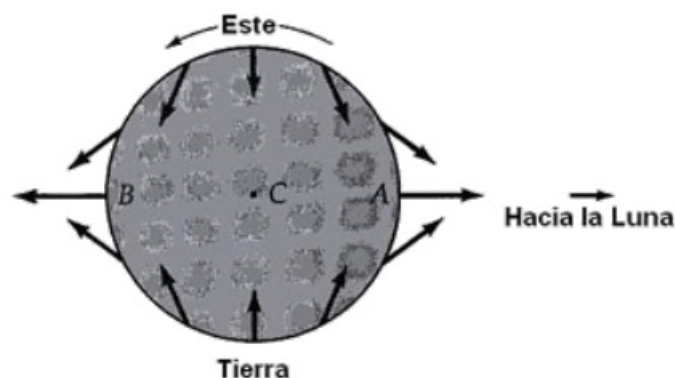


Figura 2.7: Esquema de fuerzas y desplazamientos de los cuerpos de agua debidas a la fuerza de la luna. (UNAM, 2018).

La componente radial de la fuerza que genera la marea es muy pequeña comparada con la fuerza de gravedad de la tierra sobre cada porción de agua de mar y su efecto dinámico se compensa con un cambio muy pequeño en el campo de

presión hidrostática del océano. Así mismo, la componente tangencial de la fuerza que genera la marea es también muy pequeña, pero es la única que actúa en esa dirección, y un fluido como el océano cede a cualquier esfuerzo tangencial por pequeño que éste sea (UNAM, 2018). Esta componente es la que acelera a cada porción de masa del océano hacia uno de los dos puntos, es decir, si se considera su posición con respecto a la Luna, presenta dirección hacia el punto *sublunar* o si se encuentra en el hemisferio opuesto a la Luna, presenta dirección hacia el punto *antilunar*.

Esta condición dinámica produce, en teoría, un movimiento del fluido dirigido hacia dos puntos de convergencia. Como una consecuencia de este movimiento se tiene la formación de dos abultamientos en la superficie del océano, con alturas máximas en los puntos sublunar y antilunar, alineados siempre en dirección a la Luna. Sin embargo, la tierra gira alrededor de su propio eje polar mucho más rápido que la Luna alrededor de la Tierra, lo que provoca que los abultamientos se desplacen en sentido opuesto al del giro de la Tierra (Stewart, 2009). El efecto dinámico gravitacional e inercial del sol sobre cada porción del océano puede ser sometido a un análisis similar y deberían obtenerse resultados equivalentes, con la diferencia de que la magnitud de las componentes solares (radial y tangencial) es casi la mitad de la de las componentes lunares, es decir, el forzamiento lunar de la marea es casi dos veces más intenso que el forzamiento solar.

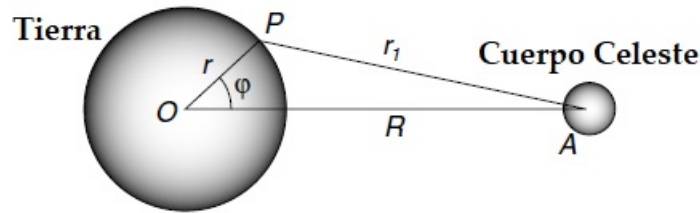


Figura 2.8: Esquema gráfico de las coordenadas para determinar el potencial de generación de mareas (Stewart, 2009).

Donde O es el centro de masa terrestre, A el centro de masa lunar, P la superficie oceánica, R la distancia entre ambos centro de masas, r la distancia entre el centro de la tierra y la superficie oceánica, r_1 la distancia entre la superficie oceánica y el centro de masa lunar, así como φ el ángulo agudo en relación a P . Así mismo, para calcular la amplitud y la fase de la marea en el océano empleando geometría (Figura 2.8), es necesario comenzar por calcular el potencial de generación de marea, lo cual suele ser mucho más simple que calcular las fuerzas. El potencial de generación de marea en la superficie de la Tierra se debe a que el sistema Tierra-Luna gira alrededor de un centro común de masa. Con base en Stewart (2009), si se ignora momentáneamente la rotación de la Tierra, la rotación de la Luna sobre la Tierra produce un potencial V_M en cualquier punto de la superficie de la misma:

$$V_M = -\frac{\gamma^M}{r_1} \quad (2.4)$$

Donde γ es la constante gravitacional la cual es equivalente a 9.8 m/s^2 , M es la masa de la Luna aproximadamente $7\,349 \times 10^{22} \text{ Kg}$, por lo tanto, tomando en cuenta el triangulo formado en la **Figura 2.8** se tiene:

$$r_1^2 = r^2 + R^2 - 2rR\cos\varphi \quad (2.5)$$

Sustituyendo la **Ecuación 2.5** en la **Ecuación 2.4** se tiene:

$$V_M = -\frac{\gamma M}{R} \left\{ 1 - 2\left(\frac{r}{R}\right)\cos\varphi + \left(\frac{r}{R}\right)^2 \right\}^{-1/2} \quad (2.6)$$

Donde el termino $r/R \approx 1/60$, así mismo, la **Ecuación 2.6** puede ser expandida en términos de r/R usando polinomios de Legendre (Whittaker y Watson, 1996):

$$V_M = -\frac{\gamma M}{R} \left\{ 1 + \left(\frac{r}{R}\right)\cos\varphi + \frac{r^2}{R^2} \left(\frac{1}{2}\right)(3\cos^2\varphi - 1) + \dots \right\} \quad (2.7)$$

Por lo tanto, las fuerzas de la marea se pueden calcular a partir del gradiente del potencial, por lo que el primer término en la **Ecuación 2.7** no produce fuerza. Sin embargo, el segundo término produce una fuerza constante paralela al centro de masas terrestre con respecto a la Luna. Esta fuerza mantiene a la Tierra en órbita alrededor del centro de masa del sistema Tierra-Luna. El tercer término produce las mareas, suponiendo que es posible ignorar aquellos términos con el orden más alto. Entonces, el potencial de generación de la marea se presenta como:

$$V = -\frac{\varphi M r^2}{2R^3} (3\cos^2\varphi - 1) \quad (2.8)$$

La fuerza generadora de marea puede descomponerse en una fuerza perpendicular a la superficie del mar (**Ecuación 2.10**) y una fuerza horizontal (**Ecuación 2.9**). La fuerza vertical produce cambios muy pequeños en el peso de los océanos, el cual es muy pequeño en comparación con la gravedad y puede ser ignorado, por lo tanto, el componente horizontal H de la fuerza se puede representar como se ilustra en la **Figura 2.9**:

$$H = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \varphi} = \frac{2G}{r} \sin 2\varphi \quad (2.9)$$

Donde:

$$G = \frac{3}{4} \gamma M \left(\frac{r^2}{R^3}\right) \quad (2.10)$$

Considerando que el modelo donde una Tierra cubierta por el océano sea capaz de girar, es posible notar que la Luna produce dos protuberancias de marea que parecen girar alrededor de la Tierra, (ya que para un observador desde la Tierra, la Luna parece girar alrededor del cielo a casi un ciclo por día). Las protuberancias son simétricas con respecto a la línea Tierra-Luna, y la Luna produce mareas altas cada 12 horas y 25.23 minutos en el ecuador, si la Luna se encuentra en el ecuador, por lo tanto, no es posible que existan perfectamente dos mareas altas por día porque la Luna gira sobre la Tierra. Por supuesto, la Luna se posiciona sobre el ecuador solo dos veces por mes lunar, y esto complica el modelo

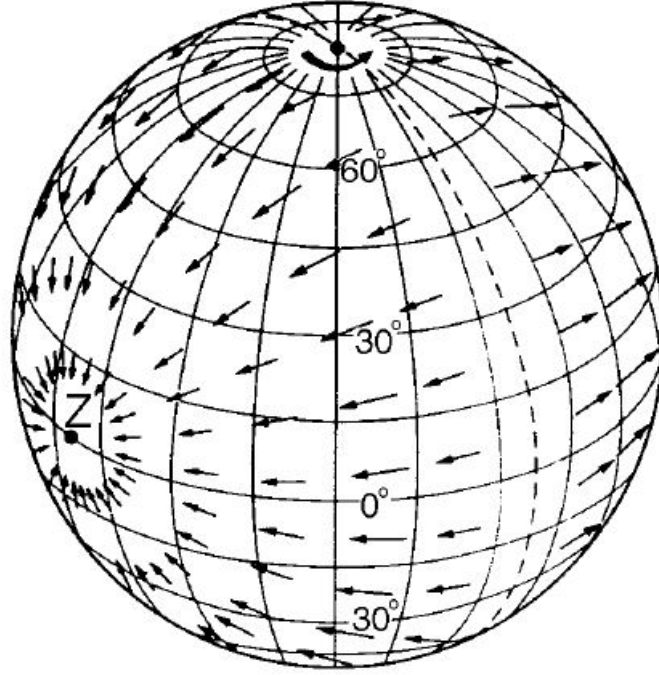


Figura 2.9: Representación de la componente horizontal de la fuerza de marea en la tierra cuando el cuerpo que genera la marea se encuentra por encima del ecuador en un punto Z (Dietrich, 1980).

de las mareas en una Tierra ideal cubierta de océano (Stewart, 2009). Además, la distancia de la Luna a la Tierra varía porque la órbita de la Luna es elíptica y no está fija. Por lo tanto, R varía a un período de una vez por mes, una vez cada 8.85 años y una vez cada 17.61 años. Debido a que las mareas son más grandes cuando la Luna está más cerca en su órbita, la marea lunar tiende a variar con estos períodos.

Finalmente, es posible notar que las fuerzas de la marea solar se derivan de manera similar, ya que el efecto del Sol sobre las mareas mantiene una importancia relativa, así mismo, aunque el Sol es mucho más masivo que la Luna, este se encuentra a una distancia mucho mayor (Stewart, 2009):

$$G_{Sol} = G_S = \frac{3}{4}\gamma S\left(\frac{r^2}{R_{Sol}^3}\right) \quad (2.11)$$

$$G_{Luna} = G_L = \frac{3}{4}\gamma L\left(\frac{r^2}{R_{Luna}^3}\right) \quad (2.12)$$

$$\frac{G_S}{G_L} = 0,46051 \quad (2.13)$$

Donde R_{Sol} es la distancia hacia el Sol, S es la masa del Sol, R_{Luna} es la distancia hacia la Luna y L es la masa de la Luna.

2.2.6. Componentes Armónicos de la Marea

Las mareas provenientes del mar son una secuencia de componentes armónicos sinusoidales que se combinan para obtener variables infinitas que suelen ser diferentes para cada ubicación (Wolanski y Elliott, 2016). Los componentes dominantes de la marea son los componentes diurnos, por ejemplo, K_1 , O_1 , P_1 , Q_1 y S_1 (Tabla 2.2); las cuales cuentan con períodos de 23.93, 25.82, 24.07, 26.87 y 24.00 horas respectivamente, así como los componentes semidiurnos denominados M_2 , S_2 , N_2 y S_2 , con períodos de 12.42, 12.00, 12.66 y 11.97 horas respectivamente. La suma de estas curvas sinusoidales con periodos ligeramente diferentes produce un ciclo de mareas para la estación primavera-verano, por el cual el rango de mareas fluctúa desde un máximo (marea de primavera) a un mínimo (marea muerta) y de regreso al máximo durante un ciclo de 28 días. Por lo tanto, el rango de mareas cambia diariamente, al igual que el momento de la marea alta que cambia en unos 50 minutos al día (Ippen, 1982). Así mismo, las mareas se clasifican como *micro-marea* (rango de marea <2 m), *meso-marea* (2 m < rango de marea <4 m), *macro-marea* (4 m < rango de marea <6 m) e *hiper-marea* (rango de marea >6 m) (Wolanski y Elliott, 2016).

Tabla 2.2: Principales Componentes de las Mareas (Stewart, 2009).
Las Amplitudes corresponden a Apel (1987).

Tipo de Marea	Nombre	n_1	n_2	n_3	n_4	n_5	Amplitud (m)	Periodo (hr)
Semidiurno	$n_1 = 2$							
Lunar Principal	M_2	2	0	0	0	0	0.242334	12.4206
Solar Principal	S_2	2	2	-2	0	0	0.112841	12.0000
Lunar Elíptica	N_2	2	-1	0	1	0	0.046398	12.6584
Lunisolar	K_2	2	2	0	0	0	0.030704	11.9673
Diurno	$n_1 = 1$							
Lunisolar	K_1	1	1	0	0	0	0.141565	23.9344
Lunar Principal	O_1	1	-1	0	0	0	0.100514	25.8194
Solar Principal	P_1	1	1	-2	0	0	0.046843	24.0659
Lunar Elíptica	Q_1	1	-2	0	1	0	0.019256	26.8684
Periodo Largo	$n_1 = 0$							
Quincenal	M_f	0	2	0	0	0	0.041742	327.85
Mensual	M_m	0	1	0	-1	0	0.022026	661.31
Semi-anual	S_{sa}	0	0	2	0	0	0.019446	4383.05

La predicción de las mareas costeras fuera más accesible si estas estuvieran en equilibrio con el potencial de las mareas oceánicas. Sin embargo, por su comportamiento, las mareas no presentan ningún tipo de equilibrio, además que el calculo se volvería complejo (Stewart, 2009). En primer lugar, la ola generada por aguas poco profundas (la cual puede considerarse como marea), no puede moverse lo suficientemente rápido como para mantenerse al ritmo del Sol y la Luna. Así mismo, en el ecuador, la marea tendría que propagarse alrededor del mundo en un día, lo cual requeriría una velocidad de propagación de aproximadamente

460 m/s, lo cual solo sería posible mediante un océano de 22 Km de profundidad, en segundo lugar, los continentes interrumpen la propagación de esta onda (Apel, 1987).

Finalmente, es posible dividir el problema de la predicción de mareas en dos partes. La primera parte, consiste en la predicción sobre mareas en puertos y aguas poco profundas, las cuales pueden ser medidas con mareógrafos (Sección 2.5). La segunda parte, consiste en la predicción sobre mareas en el océano profundo donde las mareas no se pueden medir fácilmente. Con base en los objetivos propuestos en este trabajo de investigación (Sección 1.2), esta tesis se enfocará solo en aguas costeras, es decir, en aguas poco profundas, por lo que solo se desarrollará la primera cuestión, si el lector desea conocer más sobre aguas profundas u oceánicas, debe dirigirse a Stewart (2009). Entonces, para el caso de aguas superficiales, se utilizan dos técnicas para predecir las mareas mediante una estación con mareógrafo utilizando observaciones en tiempo pasado del nivel del mar.

El primero de ellos, el *Método Armónico*, es considerado el método tradicional y el más utilizado actualmente. Este método utiliza observaciones por varios años o décadas de mareas con un mareógrafo costero a partir del cual se calculan la amplitud y la fase de cada componente de la marea (los armónicos de las mareas) en el registro del mareógrafo. Así mismo, las frecuencias utilizadas en el análisis se especifican con antelación a partir de las frecuencias básicas (Tabla 2.3). A pesar de su simplicidad, la técnica presenta desventajas en comparación con el otro método, denominado *Método de Respuesta*, las cuales se mencionan a continuación (Stewart, 2009):

Tabla 2.3: Frecuencias Fundamentales de la Marea (Stewart, 2009).

Frecuencia/Hora		Periodo		Fuente
f_1	14.49205211	1	Día Lunar	Hora Lunar Media Local
f_2	0.54901653	1	Mes	Longitud Media Lunar
f_3	0.04106864	1	Año	Longitud Media Solar
f_4	0.00464184	8.847	Años	Longitud del Perigeo Lunar
f_5	-0.00220641	17.613	Años	Longitud del N/A ^a Lunar
f_6	0.00000196	20 940	Años	Longitud del Perigeo Solar

^a Nodo Ascendente

- Es necesario contar con más de 17.6 años de datos para resolver la modulación de las mareas lunares.
- Para obtener una precisión de amplitud en el orden de 10^{-3} , es necesario que se determinen al menos 39 frecuencias.
- La variabilidad que no contempla la marea presenta grandes errores en las amplitudes y fases calculadas a partir de los componentes de marea más débiles. Así mismo, las mareas más débiles tienen amplitudes más pequeñas que la variabilidad en la misma frecuencia debido a otros procesos como la configuración del viento y las corrientes cerca del mareógrafo.

- En muchos puertos o zonas costeras, la marea mantiene un comportamiento no lineal, por lo tanto, se requieren muchos más componentes de las mareas, además de que para algunos puertos, el número de frecuencias es inmanejable. Cuando las mareas se propagan en aguas muy poco profundas, especialmente en los estuarios de los ríos, se intensifican y se vuelven no lineales. Esto genera armónicos de las frecuencias originales, en casos extremos, las ondas entrantes se agudizan tanto que el borde anterior es casi vertical, y la onda se propaga como una pared de agua, a este fenómeno se le denomina *agujero de marea*.

Con base en Stewart (2009), el segundo método, denominado *Método de Respuesta*, permite calcular la relación entre la marea observada en algún punto y el potencial de marea. La relación es la admisión espectral entre los principales componentes de la marea y el potencial de marea en cada estación. Así mismo, la admitancia es una función de frecuencia que varía lentamente de modo que la admisión de los componentes principales puede usarse para determinar la respuesta en frecuencias cercanas. Por lo tanto, las mareas pueden ser calculadas multiplicando el potencial de marea por la función de admitancia, algunas de sus características se presentan a continuación:

- La técnica requiere solo unos pocos meses de datos.
- El potencial de las mareas se calcula fácilmente y no es necesario conocer las frecuencias de las mareas.
- La admitancia se calcula como $Z(f) = G(f)/H(f)$. Donde $G(f)$ y $H(f)$ son las transformadas de Fourier del potencial y los datos del mareógrafo, respectivamente, y f es la frecuencia.
- La admitancia se transforma de forma inversa para obtener la admisión en función del tiempo.
- La técnica funciona solo si las ondas se propagan como ondas lineales.

Finalmente, cabe mencionar que las mareas de aguas poco profundas se predicen utilizando mediciones realizadas en puertos y otras ubicaciones a lo largo de la costa, los registros de mareas de solo unos pocos meses de duración pueden usarse para predecir las mareas en el futuro.

2.2.7. La Marea en México

Con base en el Servicio Mareográfico Nacional UNAM (2018), desde que fueron instalados los mareógrafos en las costas mexicanas, se han estudiado el comportamiento de las mareas en las costas del país; se ha encontrado en términos generales que la marea observada en mareógrafos de las costas del Pacífico y Caribe Mexicanos es mixta con predominancia semidiurna (a excepción de la parte central del Golfo de California con predominancia diurna), en tanto que la marea en el Golfo de México es mixta con predominancia diurna (*Figura 2.10*).

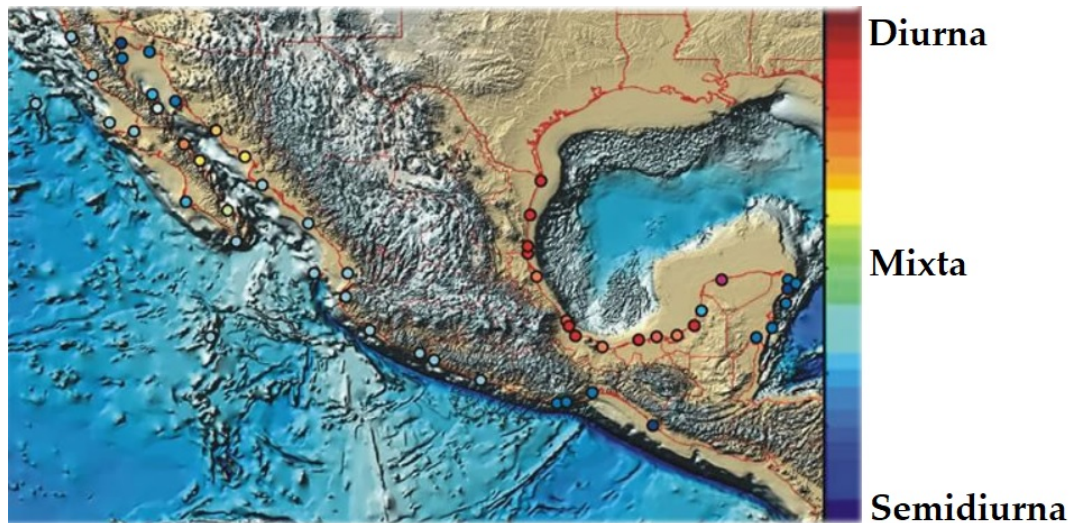


Figura 2.10: Tipo de marea en México para cada estación, la escala de colores indica el número de veces que la contribución diurna/semidiurna es predominante sobre la otra. El punto medio (representado por verdes) indica el tipo de marea mixta con 50 % de contribución diurna y semidiurna (UNAM, 2018).

En cuanto al rango, el cual es la suma de las contribuciones diurnas y semidiurnas, se puede encontrar una amplificación importante en el norte del Golfo de California (del orden de 3.5 m). El Pacífico mexicano tiene rangos del orden de 50 a 120 cm, así mismo, en el Mar Caribe se observa un rango mínimo del orden de 5 cm y el Golfo de México presenta rangos de 30 a 40 cm (*Figura 2.11*).

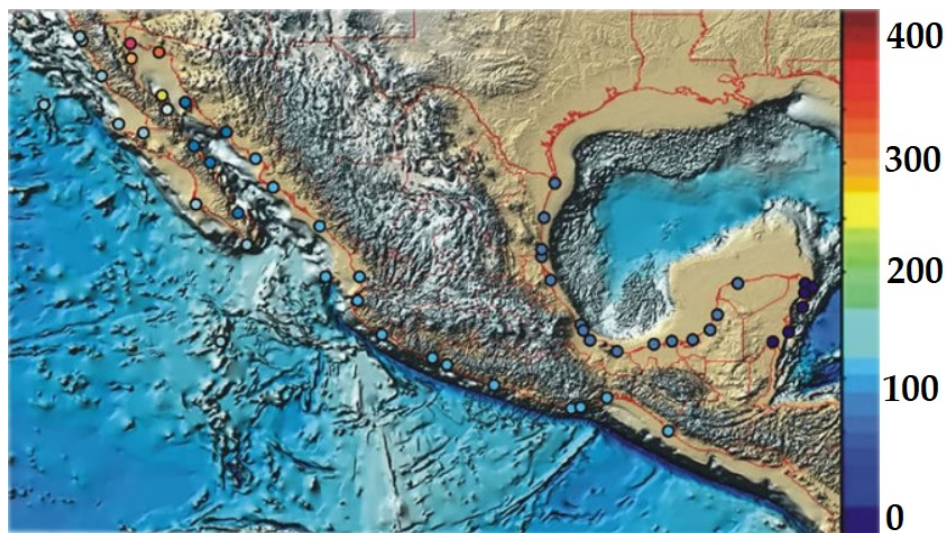


Figura 2.11: Representación del rango de mareas por cada estación meteorológica o mareógrafo colocada en el litoral mexicano (UNAM, 2018).

2.3. Altimetría Satélital

Como se ha mencionado anteriormente, el océano mantiene un rol importante para el sistema climático global y sus cambios, no solo como un regulador sino también como un indicador de cambios, como por ejemplo el incremento en el nivel del mar (Cipollini et al., 2017). Estos cambios se sienten principalmente en la zona costera, donde afectan a las poblaciones locales, la biodiversidad, los recursos marinos accesibles, la ingeniería y gestión costera (Vázquez, 2008).

Para la sociedad humana, la zona costera es el ecosistema que presenta el mayor impacto socioeconómico, debido a la circulación marina cambiante, el nivel del mar y el estado del mismo. El conocimiento de la dinámica oceánica es esencial, sin embargo, cerca de la costa, los procesos son mucho más complejos que en el océano abierto y requieren herramientas de observación específicas. Así mismo, las observaciones costeras también son necesarias para la predicción meteorológica marina y los modelos de predicción del clima (Stammer y Cazenave, 2017).

En la actualidad, la altimetría satelital ha sido uno de los campos más innovadores en la investigación de la oceanografía operacional de mar abierto y el monitoreo global del nivel del mar, por lo que naturalmente se están haciendo esfuerzos para utilizarlo también en la zona costera. En términos generales, la técnica de medición mediante altimetría perfila la forma de la superficie del mar, y su forma es muy similar a la forma del fondo del mar (Stewart, 2009).

2.3.1. Fundamento Teórico de la Altimetría Satélital

La historia de la altimetría por radar por satélite comenzó a fines de la década de 1960, donde el objetivo principal de este nuevo tipo de sensor era medir la forma de la Tierra (Frédéric et al., 2017). En general, los sistemas de altimetría satelital incluyen un radar para medir la altura del satélite sobre la superficie del mar y un sistema de seguimiento para determinar la altura del satélite en coordenadas geocéntricas. El sistema mide la altura de la superficie del mar en relación con el centro de masa de la Tierra (*Figura 2.12*), esto le da la forma de la superficie del mar.

La altimetría por radar funciona mediante las técnicas de observación por microondas o radar activas. En donde el sensor de radar emite en el nadir un impulso electromagnético hacia la superficie terrestre y mide con precisión el tiempo de viaje bidireccional de la señal (Δt). El instante de recepción del eco del radar se determina automáticamente dentro del sistema, ya sea en un modo de circuito cerrado por la unidad de seguimiento adaptativo (ATU) que analiza los ecos previos (Fu y Cazenave, 2000) o en un modo de lazo abierto, teniendo en cuenta que varía desde un modelo de elevación digital (DEM). Entonces, la ventana de análisis, en la que se registra el eco del radar, es una ventana de rango estrecho con una longitud típica de algunas decenas de metros.

La forma y amplitud de la onda (relacionada con el coeficiente de retrodispersión) proporciona información sobre la naturaleza de la superficie (por ejemplo, la altura de la onda significativa se deriva de la pendiente del borde inferior) y el error de la antena desde la pendiente del borde ascendente (*Figura 2.13*). La

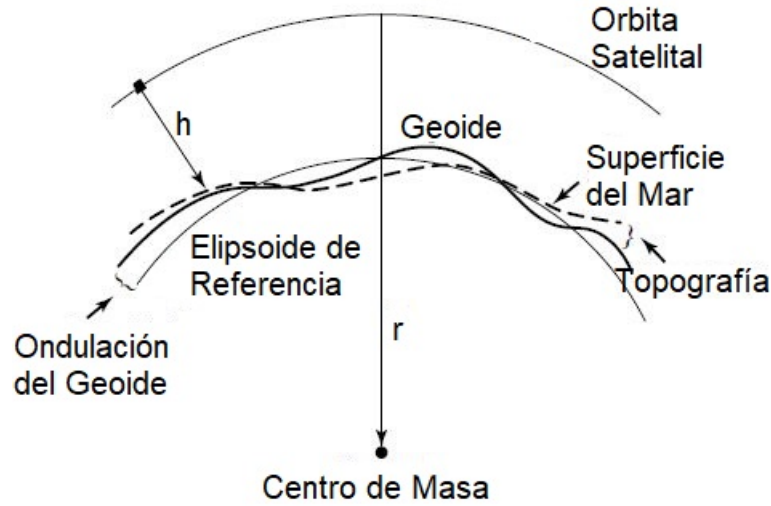


Figura 2.12: Esquema gráfico del principio de funcionamiento de medición mediante altimetría satelital, la distancia r representa la diferencia entre el nivel del mar y el centro de masas terrestre. La forma de la superficie se debe a las variaciones en la gravedad, que producen las ondulaciones del geoide, y a las corrientes oceánicas que producen la topografía oceánica (Stewart, 2009).

distancia entre el satélite y la superficie o el rango del altímetro r (Figura 2.12) corresponde al instante (τ o época a la mitad de la altura) cuando la potencia recibida alcanzó el centro del borde ascendente (Figura 2.13). Esto se calcula mediante la siguiente ecuación (Frédéric et al., 2017):

$$r = \frac{c\Delta t}{2} \quad (2.14)$$

Con el fin de hacer una estimación precisa de la topografía de la superficie, el rango debe corregirse para los retrasos de propagación atmosférica, las correcciones de los instrumentos y las correcciones geofísicas de la superficie. La altura de la superficie reflectante h se calcula con referencia a un elipsoide, que representa la altura de la superficie del mar (SSH, por sus siglas en inglés) sobre el océano (Frédéric et al., 2017), como:

$$h = H - r - \Delta r_{ion} - \Delta r_{dry} - \Delta r_{wet}(-\Delta r_{ssb}) \quad (2.15)$$

Donde H es la altura del centro de masa del satélite sobre el elipsoide estimado utilizando técnicas precisas de determinación de órbita, r es el rango del altímetro sobre el nadir desde el centro de masa del satélite a la superficie teniendo en cuenta las correcciones instrumentales, y Δr_i son las correcciones aplicadas al rango. Las correcciones atmosféricas consisten en Δr_{ion} que es el retardo del rango de refracción atmosférica debido al contenido de electrones libres asociado con las propiedades dieléctricas de la ionosfera, Δr_{dry} es el retardo del rango de refracción atmosférica debido al componente de gas seco de la troposfera, finalmente Δr_{wet} es la refracción atmosférica por retraso del rango debido al vapor de agua y el contenido de agua líquida de la troposfera (Frédéric et al., 2017).

Estas correcciones se aplican a todos los tipos de superficie, sobre océanos y lagos, la corrección del rango Δr_{ssb} se debe a la interacción del pulso electromagnético emitido por el altímetro con los dispersores dentro de la huella (por ejemplo, efectos de rugosidad de onda y superficie). Donde también se debe tomar en cuenta el *Sesgo del Estado del Mar* (SSB, por sus siglas en inglés) el cual se representa por la suma de los efectos electromagnéticos (Fu y Cazenave, 2000). Las correcciones geofísicas superficiales incluyen los efectos de las mareas, las cuales incluyen las mareas oceánicas, mareas terrestres sólidas, mareas de carga y la marea polar, así mismo, los efectos atmosféricos dinámicos del viento y el forzamiento de presión, y las correcciones para el geoide o las superficies marinas de nivel medio.

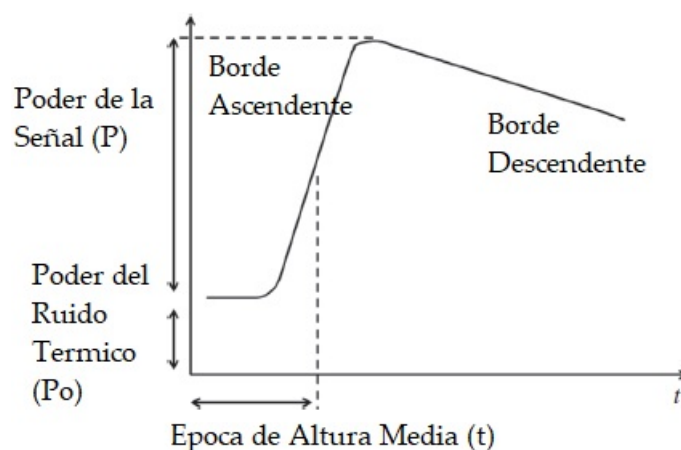


Figura 2.13: Esquema teórico y características de la onda oceánica del modelo de Brown (Frédéric et al., 2017).

2.3.2. Relación entre el Nivel del Mar y la Superficie Oceánica

Como se menciono previamente, las técnicas de altimetría permiten perfilar la forma de la superficie oceánica, sin embargo, es necesario entender como la gravedad influye en el nivel del mar (Stewart, 2009).

El exceso de masa presente en el fondo marino es uno de los fenómenos que mantiene una relación entre el nivel del mar y la profundidad del océano. Por ejemplo, esta masa presente en un monte submarino, aumenta la gravedad local porque la masa del monte submarino es más grande que la masa de agua que tiende a desplazar (**Figura 2.14**), así mismo, las rocas son más de tres veces más densas que el agua. Finalmente, el exceso de esta masa aumenta la gravedad local, la cual atrae agua hacia el monte submarino cambiando la superficie marina (Stewart, 2009).

Así mismo, la superficie del mar es una superficie de nivel particular la cual corresponde al geoide. Tomando en cuenta su definición, una superficie nivelada está en todas partes, además de que es perpendicular a la gravedad (Stewart, 2009). En términos generales, debe ser perpendicular a la vertical local determinada por una línea de plomada, la cual es una línea desde la que se suspende un

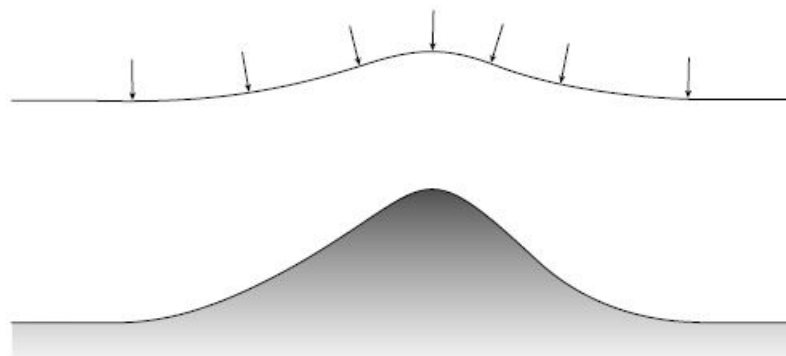


Figura 2.14: Relación entre el nivel del mar y la superficie oceánica. Los montes submarinos son más densos que el agua de mar y aumentan la gravedad local. Esto debido a que la superficie de un océano en reposo debe ser perpendicular a la gravedad, la superficie del mar y el geoide local deben tener un ligero abultamiento, estos abultamientos se miden fácilmente por altímetros satelitales (Stewart, 2009).

peso. Por lo tanto, la línea de plomada es perpendicular a la superficie del nivel local y se usa para determinar la orientación de la superficie nivelada, especialmente por topógrafos terrestres.

El exceso de masa del monte submarino atrae el peso de la plomada, haciendo que la plomada apunte un poco hacia el monte submarino en lugar de hacia el centro de masa de la Tierra. Debido a que la superficie del mar debe ser perpendicular a la gravedad, debe presentar un ligero abultamiento sobre un monte marino (*Figura 2.14*). Sin embargo, si no existieran dichos abultamientos, la superficie del mar no sería perpendicular a la gravedad. Por ejemplo, con base en Stewart (2009), los montes submarinos típicos producen una protuberancia de 1 a 20 m de altura en distancias de 100 a 200 kilómetros.

La relación entre la forma de la superficie del mar y la profundidad del agua no es exacta, si no que depende de la fuerza del lecho marino y la edad característica del fondo marino. Como consecuencia, la relación entre la gravedad y la batimetría varía de una región a otra (Stewart, 2009). Así mismo, las profundidades medidas por ecosondas acústicas se utilizan para determinar las relaciones regionales, por lo tanto, la altimetría se usa para interpolar entre mediciones de ecosondas acústicas (Smith y Sandwell, 1994).

2.3.3. Altimetría Costera

En la actualidad, la altimetría satelital cuenta con muchas aplicaciones, entre estas, destaca el monitoreo del nivel del mar del océano, así mismo, las distintas misiones de altimetría satelital han permitido en los últimos 30 años servir a este propósito. Sin embargo, llevar esta técnica de medición a las zonas costeras sigue siendo un gran desafío hoy en día, debido a que entre más se aproxima el barrido del satélite a la costa, suele perderse precisión en las mediciones. La principal ventaja de esta técnica, es su cobertura espacial y temporal: la altimetría

es global en el espacio, cubriendo incluso las áreas más remotas de los océanos (y los océanos polares con algunos satélites). Actualmente se cuenta con 24 años de datos de misiones con precisiones de la orden de solo unos pocos centímetros, comenzando con el lanzamiento del ERS-1 en 1991 (Cipollini et al., 2017). Así mismo, además del nivel del mar, proporciona mediciones de la altura de ola significativa (SWH, por sus siglas en inglés) y del viento.

Las mejoras técnicas que se han logrado a través de los años se derivan de la combinación de tres enfoques que se han desarrollado en la altimetría costera. Estos son, en el orden cronológico en el que han aparecido: Edición de datos más detallada y específica de la costa; Mejoras en los campos clave de corrección y Nuevos esquemas para el análisis de eco de radar (retracking) (Stammer y Cazenave, 2017). La otra innovación en el análisis de datos de altimetría de gran importancia para los estudios costeros, es la recuperación de la señal de altura de los ríos anchos (y sus estuarios) y las llanuras de inundación. Estos desarrollos permiten, en algunos casos, una estimación de las descargas de los ríos en el océano costero, especialmente para los ríos grandes y durante las altas descargas, cuando las entradas del río tienen sus mayores efectos.

Sin embargo, en todas las aplicaciones costeras, dos limitaciones básicas del muestreo por altimetría continúan apareciendo: la separación espacial amplia del recorrido del altímetro y los períodos largos (generalmente 10 días o más) entre pasos repetidos sobre el mismo recorrido (o dentro de unos pocos kilómetros para mediciones no exactas). Estas limitaciones son importantes en el dominio costero, donde las escalas temporales y espaciales de los procesos físicos disminuyen a medida que se acerca a la tierra y las profundidades (Stammer y Cazenave, 2017). La disponibilidad de datos de múltiples misiones satelitales reduce el impacto de estos problemas de alguna manera, pero el hecho es que la altimetría costera normalmente rendirá mejores beneficios si se integra con observaciones *in-situ* y modelos que la pueden complementar sinérgicamente.

Con base en Stammer y Cazenave (2017), la determinación precisa de la altura de la superficie del mar mediante altimetría satelital con precisión centimétrica requiere del conocimiento de todos los términos involucrados en el sistema de medición del altímetro, los cuales son, en términos generales: Altura del satélite por encima de un elipsoide de referencia de determinación precisa de órbita; Rango del sistema altimétrico con un *retracking* dedicado, incluidos todos los efectos de instrumento; y todas las correcciones de rango y geofísicas.

Iniciando con el principio básico mediante la cual el altímetro utiliza la medida fundamental, es decir, una medición del rango desde el instrumento hasta la superficie del mar, puede convertirse en una medición precisa de la altura de la superficie mediante la siguiente ecuación (Cipollini et al., 2017):

$$Altura_Superficie = Altitud_Orbital - (Rango + Correcciones) \quad (2.16)$$

Donde *Altitud_Orbital* es la altura del centro de masa del satélite con respecto a una superficie de referencia (típicamente un elipsoide de referencia) que normalmente se modela con una precisión de dos a tres centímetros mediante una combinación de posicionamiento por GPS, determinación del rango por láser y

posicionamiento de radio usando estaciones en tierra. Entonces, la altura superficial obtenida contiene las variaciones del geoide así como la señal oceanográfica; así mismo, mediante una sustracción de la superficie media del mar, es posible eliminar el geoide invariante en el tiempo y la media de la topografía dinámica.

En la zona costera, además del perfeccionamiento de las técnicas estadísticas para el filtrado de los diversos datos y correcciones (como en la misión X-TRACK), hay dos métodos complementarios de acciones para mejorar la calidad de los datos recuperados: Aplicar *retracking* especializado (es decir, mejorar la estimación del término del *Rango* en la **Ecuación 2.16** y Aplicar correcciones mejoradas para los efectos atmosféricos, de superficie o geofísicos (es decir, mejorar el término de *Correcciones* en la **Ecuación 2.16**). Para resolver esto último, es necesario volver a la **Ecuación 2.15**, donde es necesario resolver cada término mediante otros modelos o ecuaciones.

Iniciando por la primera corrección, el cual se definió en la **Sección 2.3.1**, denominado Δr_{ion} , es el término ionosférico, el cual se encuentra influenciado por los electrones libres y el TEC presente en la ionosfera, causando que esta corrección sea inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia del radar f (Frédéric et al., 2017):

$$\Delta r_{ion} = -\frac{kTEC}{f^2} \quad (2.17)$$

Donde $k = 0.04025 \text{ m GHz}^2 \text{ TECU}^{-1}$ (Las unidades del TEC son equivalentes a $10^6 \text{ electrones m}^{-2}$). Para la mayoría de las misiones de altimetría de alta precisión se utilizan dos frecuencias, ya sea en bandas Ku ($\sim 13.5 \text{ GHz}$) y C ($\sim 5.3 \text{ GHz}$) (Para las misiones Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, Jason-3, Sentinel-3A) o en las bandas Ku y S ($\sim 3.2 \text{ GHz}$) (Envisat). La frecuencia secundaria en las bandas C y S proporciona mediciones de rango menos precisas que en la banda Ku, pero la diferencia en el rango en las dos frecuencias proporciona una estimación ruidosa del TEC. Entonces, la ionosfera varía de 0 a 0.2 m, siendo más grande en Ku que en la banda Ka, donde la precisión de esta corrección es de alrededor de 0.5 cm (Frédéric et al., 2017).

La segunda corrección, la cual pertenece a la troposfera, denominada *corrección troposférica seca* representa el retraso del camino debido a los gases neutros secos en la atmósfera. Con un valor absoluto de aproximadamente 2.3 m a nivel del mar y un alcance de 0.2 m, donde la corrección troposférica es la corrección de rango más grande en altimetría satelital. La corrección de la troposfera seca se modela mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta r_{dry} = -2,227 \times 10^{-3} P_0 (1 + 2,6 \times 10^{-3} \cos 2\varphi) \quad (2.18)$$

Donde P_0 es la presión del suelo y φ es la latitud. Cabe mencionar que es posible calcular esta corrección utilizando los resultados del modelo meteorológico del Centro Europeo de Predicción Meteorológica a Medio Plazo (ECMWF) y los Centros Nacionales de Predicciones Ambientales (NCEP) sobre el océano y la tierra.

El tercer término, el cual se encuentra influenciado por la troposfera húmeda, presenta un valor absoluto de menos de 50 cm pero con gran variabilidad de

espacio-tiempo, convirtiéndolo en uno de los principales fuentes de error, particularmente en la altimetría costera (Stammer y Cazenave, 2017). La corrección de la troposfera húmeda se debe al vapor de agua y a las gotas de agua líquida presentes en la troposfera, donde el efecto de las gotas de agua líquida presentes en las nubes es inferior a 0.01 m, por lo que esta corrección se encuentra dominada por el efecto del vapor de agua (Frédéric et al., 2017). Cabe mencionar que, si esta corrección tiene una amplitud menor que la corrección de la troposfera seca (0.1 - 0.5 cm), exhibe una mayor variabilidad espacial y temporal (<0.3 m). Así mismo, se puede modelar mediante la siguiente ecuación:

$$\Delta r_{wet} = -2,227 \times 10^{-3} \left(\frac{1255}{T_0} + 0,05 \right) e_0 \quad (2.19)$$

Donde T_0 es la temperatura de la atmósfera en la superficie y e_0 es la presión parcial de agua en la superficie. Sobre el océano, la rugosidad de la superficie, la humedad atmosférica y el agua líquida de las nubes se pueden estimar usando medidas de temperatura de brillo en dos o tres frecuencias diferentes, proporcionadas por los radiómetros a bordo de las misiones de altimetría. La suma de las correcciones de la troposfera seca y húmeda tiene una precisión superior al 0.2 % sobre el océano (Frédéric et al., 2017).

El termino *SSB* se refiere a la corrección del rango de nivel en centímetros que tiene en cuenta el sesgo de la medición del rango del altímetro hacia los valles de las olas del océano. Inicialmente este termino se calculó directamente utilizando una relación lineal con la altura de ola significativa (SWH) que representa la altura promedio de la tercera ola más alta. Sin embargo, este termino sigue siendo un gran contribuyente al error en las mediciones del altímetro (Frédéric et al., 2017).

Finalmente, las correcciones altimétricas estándar correspondientes a las mareas, a la presión atmosférica dinámica y al forzamiento atmosférico de alta frecuencia, son proporcionadas por modelos globales. Estos efectos geofísicos tienden a ser mucho más grandes, complejos y asociados con números de onda más cortos en la plataforma y cerca de las aguas costeras que en aguas profundas. Como consecuencia, diferentes grupos en todo el mundo han dedicado esfuerzos sustanciales para mejorar los modelos de corrección y los algoritmos en las regiones costeras.

También se han considerados dichos esfuerzos para mejorar la resolución del modelo espacial, los esquemas numéricos, el realismo de los modelos hidrodinámicos subyacentes y las técnicas de asimilación de datos, un mejor conocimiento de la batimetría local costera y las costas, el desarrollo de modelos regionales y el montaje de conjuntos de datos independientes para la validación (Stammer y Cazenave, 2017). En los ejercicios regulares de comparación de modelos referente a las mareas, se puede destacar que se ha logrado mucho progreso en las soluciones de mareas globales. En conclusión, el futuro de la altimetría en las regiones costeras se basa en una nueva generación de radiómetros de microondas y algoritmos de recuperación dedicados listos para aprovechar la información adicional sobre la superficie, la temperatura y la humedad atmosférica, y el contenido de la nube (Stammer y Cazenave, 2017; Cipollini et al., 2017).

En la actualidad, varios proyectos basados en altimetría han estado generando datos con algoritmos sintonizados para la zona costera (Cipollini et al., 2017), y

los datos se proporcionan a una tasa de publicación más alta, lo que hace que sean cada vez más adecuados para las aplicaciones de altimetría costera. En la siguiente sección, se describirán las principales misiones de altimetría satelital para aplicaciones en regiones costeras.

2.3.4. Misiones de Altimetría Satelital Costera

La factibilidad de monitorear la superficie oceánica utilizando un radar localizado en el espacio, se discutió por primera vez durante el congreso de Williams-ton en 1969, donde las primeras mediciones de altimetría espacial se realizaron a bordo de la estación espacial Skylab entre mayo de 1973 y febrero de 1974. La precisión obtenida en aquel entonces era de unos 90 cm, principalmente debido a errores de órbita (Frédéric et al., 2017).

La era de la altimetría satelital de alta precisión comenzó con el lanzamiento de la misión Topex/Poseidon en 1992, una misión conjunta NASA-CNES que proporcionó las primeras estimaciones del nivel del mar con una precisión de 2-3 cm. Desde entonces se han lanzado varias misiones de altimetría de alta precisión: Jason-1, Jason-2, Jason-3, y los sucesores de Topex/Poseidon (Frédéric et al., 2017). La cobertura espacio temporal complementaria en todas las superficies estuvo disponible en ERS-1 y 2 y Envisat (misiones de ESA), SARAL/AltiKA (misión conjunta de CNES e ISRO) y HY-2 (CNES y CSA-China), todas estas misiones se encuentran en modo convencional de baja resolución. Una nueva generación de altímetros está comenzando a utilizar el nadir de *Radar de Apertura Sintética* (SAR) y modos de interferometría SAR, incluida la misión CryoSat-2 y la primera misión de altimetría SAR global de Sentinel-3A (Cipollini et al., 2017).

En el futuro, las misiones de altimetría globales continuarán con Sentinel-3B y Jason-CS/Sentinel-6A (desarrollados y administrados por la ESA, EUMETSAT, NOAA, CNES y NASA), como parte del programa operativo Copernicus de la Unión Europea (Frédéric et al., 2017). Además, la NASA y el CNES están desarrollando conjuntamente una misión de altimetría interferométrica de amplio espectro (SWOT o Topografía oceánica de las aguas superficiales), capaz de estudiar la circulación oceánica a pequeña escala y las aguas superficiales terrestres.

2.4. Reflectometría GNSS

Una de las principales aplicaciones del GPS es el posicionamiento preciso. En la actualidad, el posicionamiento se ha vuelto casi indispensable para las actividades cotidianas, incluso, tanto las computadoras como los celulares cuentan con receptores GPS internos que ofrecen una resolución aproximada de cinco metros. Sin embargo, las señales reflejadas o multitrayectoria continúan siendo un problema para aplicaciones de posicionamiento, ya que reducen la precisión de las observaciones. Así mismo, Martin-Neira (1993), desarrolló un método para utilizar las señales GPS reflejadas de la superficie del agua para determinar los cambios en el nivel del mar. De este modo, inició un nuevo campo de estudio que analiza la multitrayectoria para distintos propósitos (Larson et al., 2008a; Larson et al., 2008b; Löfgren, Haas y Johansson, 2011; Löfgren et al., 2011).

Tabla 2.4: Misiones de Altimetría Satelital para fines Oceánicos y Costeros (Cipollini et al., 2017).

Nombre	Origen	Producto	Muestreo	Cobertura
AVISO	CLS, CNES	L2,L3,L4	1 Hz	Global
CMEMS	CLS, CNES	L3	1 Hz	Global, Europa
PISTACH	CLS, CNES	L2	20 Hz	<i>Global ^a</i>
PEACHI	CLS, CNES	L2	40 Hz	<i>Global ^a</i>
X-Track	Legos, CTOH	L2,L3	1-20 Hz	<i>23 Regiones ^a</i>
RADS	EUMETSAT, NOAA	L2	1 Hz	Global
ALES	NOC	L2	20 Hz	<i>Global ^a</i>
SARvatore	ESA-ESRIN	L2	20 Hz	<i>Regiones SAR ^a</i>
COP	ESA	L2	20 Hz	<i>Global ^a</i>

^a El texto en cursiva resalta los productos que son proporcionados una tasa de muestreo más alta (20 o 40 Hz, correspondientes a distancias de seguimiento de aproximadamente 350 y 175 m, respectivamente) y, por lo tanto, son más adecuados para las aplicaciones de altimetría costera.

Sin embargo, para medir y analizar las señales GNSS reflejadas, es necesario conocer como estas señales se diferencian de las señales que son recibidas directamente. Como un primer punto de partida, es necesario conocer el efecto que presenta la polarización de la señal al entrar en contacto con algún medio físico usando los coeficientes de reflexión especular. Por consiguiente, se debe estudiar las características de la zona de reflexión o *Fresnel Zone* que contribuye a la reflexión, como su forma y tamaño conforme al ángulo de elevación del satélite GPS/GNSS. Finalmente, como interactúa la señal si la superficie presenta rugosidad y como este efecto determina el rendimiento de un receptor geodésico GNSS estándar (Löfgren, 2014).

2.4.1. La Reflexión en la Señal GNSS

La polarización de una onda electromagnética se define como la forma en que el campo eléctrico y el campo magnético se propagan en el espacio (Chuvieco y Salinero, 1990; Rees, 2001). Como el campo eléctrico es perpendicular al campo magnético, y ambos campos son perpendiculares a la dirección de propagación, los componentes del campo eléctrico se usan generalmente para describir la polarización.

La señal GNSS se encuentra polarizada circularmente en dos sentidos: *derecho* e *izquierdo*. Para comprender mejor como la señal Circularmente Polarizada de forma Derecha (RHCP, por sus siglas en inglés) es afectada por la reflexión de diferentes medios con diferentes propiedades eléctricas, se pueden utilizar los coeficientes de reflexión de la zona Fresnel para la reflexión especular (Rees, 2001). Estos coeficientes pueden expresarse para una polarización horizontal Γ_H y vertical Γ_V como (Löfgren, 2014):

$$\Gamma_H = \frac{\sin\phi - \sqrt{\eta - \cos^2\phi}}{\sin\phi + \sqrt{\eta - \cos^2\phi}} \quad \Gamma_V = \frac{\eta \cdot \sin\phi - \sqrt{\eta - \cos^2\phi}}{\eta \cdot \sin\phi + \sqrt{\eta - \cos^2\phi}} \quad (2.20)$$

Donde ϕ es el ángulo de elevación de la onda entrante y η es la constante compleja dieléctrica. Sin embargo, la constante dieléctrica compleja depende de la constante dieléctrica relativa η_r también llamada como *Permitividad Relativa*, así mismo, la conductividad del medio reflejante σ y la longitud de onda λ se determinan mediante $\eta = \eta_r - j60\lambda\sigma$, donde la constante relativa dieléctrica y la conductividad son funciones de señal de frecuencia.

Como la señal satelital GNSS se encuentra polarizada circularmente, es necesario expresar los coeficientes en términos de reflexión lineal de la **Ecuación 2.20** como coeficientes co-polarizados Γ_O y cruzados u opuestos Γ_X como se muestra en la siguiente ecuación (Löfgren, 2014):

$$\Gamma_O = \frac{\Gamma_H + \Gamma_V}{2} \quad \Gamma_X = \frac{\Gamma_H - \Gamma_V}{2} \quad (2.21)$$

De igual modo, los coeficientes de reflexión circular complejos en la **Ecuación 2.21** se pueden usar para describir la amplitud y la fase de la señal reflejada con respecto a la señal incidente.

2.4.2. La Superficie Reflectiva

Como ya se ha documentado en otras investigaciones (Löfgren, 2014), la señal proveniente de un satélite GNSS puede englobar una región considerablemente grande de la superficie reflejante. Así mismo, no se puede considerar que el reflejo de la superficie del mar se origine a partir de un solo punto geométrico, como es el caso del *Punto Especular*. En cambio, las reflexiones del área englobada que rodea el punto especular contribuirán a la señal reflejada total. Entonces, para aproximar esta superficie de reflexión, se considera la reflexión especular, lo que significa que tanto el ángulo incidente como el de reflexión son iguales y se encuentran en el plano transmisor-receptor, así mismo, asumiendo que, la superficie reflejante es perfectamente plana y la potencia de la señal reflejada es coherente y está en función de las ecuaciones que describen al Fresnel (Masters, Axelrad y Katzberg, 2004).

La primera zona de Fresnel, donde el punto especular se encuentra en el centro, se define por un cambio de fase de la señal, a través de la superficie reflectante, de menos de la mitad de la longitud de onda de la señal. El semi-eje mayor a y el semi-eje menor b del primer fresnel se puede calcular mediante la siguiente ecuación (Löfgren, 2014):

$$a = \frac{\sqrt{\lambda h \sin\theta}}{\sin^2\theta} \quad b = \frac{\sqrt{\lambda h \sin\theta}}{\sin\theta} \quad (2.22)$$

Donde λ es la longitud de onda de la señal GNSS, h es la altura de la antena receptora sobre la superficie reflejante, y θ es el ángulo de elevación del satélite. Por ejemplo, la **Figura 2.15** representa el primer fresnel para una antena con altura de 4.3 metros sobre la superficie reflejante para un satélite con ángulos de elevación de 5° , 7° , 15° , 30° y 50° , el cual transmite con la frecuencia L_1 .

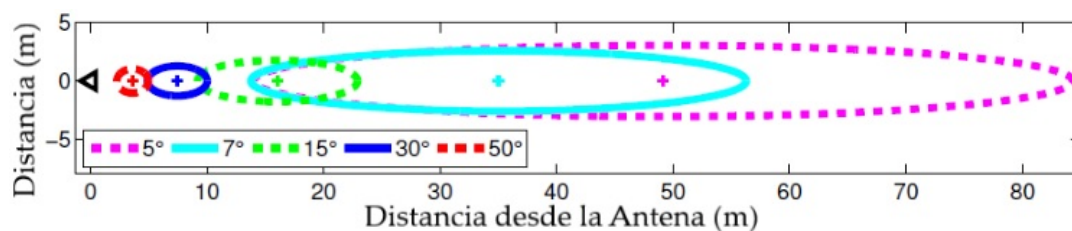


Figura 2.15: Ejemplo de la zona reflectiva, fresnel o elipse para una antena con altura de 4.3 metros sobre la superficie. El área para cada elipse de mayor a menor es de 338 m^2 , 173 m^2 , 38 m^2 , 10 m^2 , 4 m^2 ; el triángulo representa la antena GPS, así como el signo de adición representa el punto especular. (Löfgren, 2014).

Como es posible apreciar en la *Figura 2.15*, a menor ángulo de elevación, corresponde una mayor zona reflectiva, y viceversa, a mayor ángulo de elevación, disminuye la zona reflectiva. Así mismo, es posible notar que un cambio a bajos ángulos de elevación produce un cambio en el área mucho mayor a diferencia de ángulos mayores. Por ejemplo, de la *Figura 2.15* un cambio de 3° en ángulos menores de 10° produce un cambio de 165 m^2 , mientras que una diferencia de 20° en ángulos mayores de 30° , produce un cambio de solo 6 m^2 .

Otro factor importante con respecto a la superficie reflectante es su orientación y elipticidad. El semi-eje mayor de la superficie elíptica se extiende en la misma dirección que el vector de la antena receptora al punto sub-satelital. Esto significa que la superficie reflectante se mueve continuamente con el satélite. La elipticidad de la superficie solo depende del ángulo de elevación y va de 0 (área circular) hasta 1 (se extiende hasta el infinito) como $e = \cos\theta$ (Löfgren, 2014). Esto significa que, para ángulos de elevación altos, el área reflectante es casi circular y cercana a la antena, mientras que para elevaciones bajas el área es muy elíptica y se extiende lejos de la antena (*Figura 2.15*). Además, para el caso de múltiples observaciones satelitales GNSS, existen múltiples superficies reflectantes, las cuales cambian continuamente con los satélites que cambian sus respectivas elevaciones, estas superficies reflectantes a veces se superponen y cubren la misma área en la superficie del agua.

En el caso de una superficie marina con una rugosidad mayor o creciente, la parte coherente de la señal reflejada disminuye junto con un aumento en la parte incoherente. Por lo tanto, se espera que en cierta rugosidad de la superficie del mar, el bucle de seguimiento del receptor no pueda distinguir la señal del ruido, ya que la parte coherente de la señal reflejada es demasiado pequeña (suponiendo que se utiliza un receptor GNSS geodésico estándar para registrar el señal), como resultado, el receptor perderá la pista de la señal del satélite (Löfgren, 2014).

En algunos casos, el incremento de la velocidad del viento se ha utilizado como indicación de la rugosidad de la superficie del mar, ya que no se dispone en ocasiones de mediciones directas de la rugosidad de la superficie del mar. Esto significa que el hardware del receptor y su firmware interno son factores limitantes (al menos para un receptor geodésico estándar) para recibir señales GNSS directamente de la superficie del mar (Löfgren, 2014). Para una rugosidad creciente de la superficie del mar, también se espera que la señal después de la reflexión se

extienda más en el espacio que para la reflexión especular, esto cambia el área de reflexión en la superficie del mar que se extenderá a una zona llamada *reluciente* que rodea el punto de reflexión especular (Katzberg y Garrison, 1996).

2.4.3. Análisis por Retardo de Fase

El concepto del análisis por retardo de fase se encuentra en función del mareógrafo GNSS diseñado para este propósito (*Sección 2.5.2*) cuyo principio es similar al del posicionamiento de alta precisión con GNSS, es decir, determina la posición de las dos antenas o, la distancia entre ellas (la línea base). Donde la antena RHCP la cual apunta al cenit se conecta a un receptor GNSS geodésico estándar, registrando el retardo de fase de las señales directas GNSS (Löfgren y Haas, 2014). Después de las reflexiones sobre la superficie del mar, las señales RHCP del satélite cambian la polarización a LHCP, las cuales predominan en observaciones desde ángulos de elevación de más de 8° , entonces el retardo de fase de las señales LHCP reflejadas es luego registrado por un receptor GNSS geodésico estándar conectado a la antena LHCP la cual apunta al nadir. Dado que las señales reflejadas experimentan un retardo adicional en el trayecto en comparación con las señales recibidas directamente, la antena fija al nadir parecerá ser una antena virtual fija al cenit ubicada debajo de la superficie del mar. La posición de esta antena virtual estará a la misma distancia debajo de la superficie del mar ya que la antena LHCP real se encuentra sobre la superficie del mar.

Mediante un cambio vertical en la superficie del mar, la demora de la trayectoria de las señales reflejadas cambia. Por lo tanto, la antena LHCP parece cambiar su posición vertical, esto significa que la altura de la antena fija al nadir sobre la superficie del mar h_a es directamente proporcional a la altura de la superficie del mar (Löfgren, 2014). Mediante análisis por geometría, el parámetro h_a puede relacionarse fácilmente con la línea de base vertical entre las dos antenas Δv de acuerdo a la ecuación siguiente:

$$\Delta v = 2h_a + d \quad (2.23)$$

Donde d es la separación vertical de los centros de fase de las dos antenas y θ es el ángulo de elevación del satélite. Esto significa que con el mareógrafo GNSS, es posible monitorear tanto los cambios en la altura de la superficie terrestre con respecto al ITRF como monitorear los cambios en la altura de la superficie del mar. Además, al combinar medidas de ambas antenas, se puede obtener el nivel del mar local con respecto al ITRF (Löfgren, 2014).

Como ya se ha descrito en la *Sección 2.1.3*, una observación GNSS es básicamente una medición en función del tiempo que le toma a la señal viajar del satélite al receptor, lo cual convierte esta técnica de medición en un elemento muy dependiente de relojes precisos. Además, la posición del receptor se determina conforme múltiples satélites, lo que significa que es crucial tener órbitas satelitales precisas para una determinación de alta precisión de la posición del receptor. Considerando este principio, existen numerosas formas de analizar datos GNSS por *retardo de fase* (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger y Collins, 2001).

Retomando la *Ecuación 2.3* de fase, la cual modela la medición del retardo de fase en función del rango geométrico de los satélites, los efectos de propagación

de la señal en la atmósfera, los sesgos de reloj para el receptor y los satélites, y los parámetros de ambigüedad de fase para cada satélite. La solución para una posición de receptor único con la **Ecuación 2.3**, requiere estimar una gran cantidad de parámetros, por lo tanto, esto implica que se requiere un número aún mayor de observaciones para una determinación precisa (Löfgren, 2014). Esto es posible utilizando la técnica de *Posicionamiento Puntual Preciso* (PPP) (Ge et al., 2008), pero en una situación en la que el número de observaciones es limitado, por ejemplo, un mareógrafo GNSS con reflexiones provenientes desde la superficie del mar, los resultados no suelen ser satisfactorios. Otro método sería utilizando un análisis diferencial, es decir, combinar varias observaciones de satélite y resolver la línea de base entre dos receptores, lo que puede eliminar varias incógnitas en determinadas circunstancias (Blewitt, 2000).

Las soluciones diferenciales se pueden resolver de diferentes formas, en primer lugar se debe considerar la ecuación de observación GNSS (**Ecuación 2.3**) para dos receptores diferentes, denotados por el subíndice A y B , con observaciones al mismo satélite, indicadas por un superíndice j (Löfgren, 2014):

$$L_A^j = \rho_a^j + c(\tau_A - \tau^j) + Z_A^j - I_A^j + B_A^j + \epsilon; \quad L_B^j = \rho_a^j + c(\tau_B - \tau^j) + Z_B^j - I_B^j + B_B^j + \epsilon \quad (2.24)$$

Estas nuevas ecuaciones contienen los mismos parámetros que la **Ecuación 2.3**, a excepción de L_n^j y B_n^j , las cuales son las mediciones de la fase portadora $L_n^j = \lambda \phi_n^j$ y los parámetros de ambigüedad de fase ($B_n^j = \lambda N_n^j$) representado en metros desde el receptor n . Entonces, tomando la diferencia entre ambos términos de la **Ecuación 2.24** la ecuación de fase de diferencia única para cada época, ΔL_{AB}^j , con base en Löfgren (2014), se compone como:

$$\Delta L_{AB}^j = \Delta \rho_{AB}^j + c\Delta\tau_{AB} + \Delta Z_{AB}^j - \Delta I_{AB}^j + \Delta B_{AB}^j \quad (2.25)$$

Donde Δ y los subíndices dobles es la diferencia entre los dos receptores, entonces, suponiendo que los sesgos del reloj τ^j son idénticos para las observaciones simultáneas al mismo satélite, el término de polarización diferencial del reloj satelital queda excluido de la **Ecuación 2.25** (Blewitt, 2000). Además, para separaciones más cortas del receptor, los términos diferenciales para la troposfera ΔZ^j , y la ionosfera ΔI^j se cancelan. En el caso de diferencias simples, el componente troposférico puede ignorarse generalmente para separaciones entre receptores de menos de 30 km y el componente ionosférico para separaciones de menos de 1 a 30 km, dependiendo de las condiciones ionosféricas. Considerando estos cambios, la ecuación de observación para cada época se simplifica de la siguiente forma (Löfgren, 2014):

$$\Delta L_{AB}^j = \Delta \rho_{AB}^j + c\Delta\tau_{AB} + \Delta B_{AB}^j \quad (2.26)$$

Conteniendo las diferencias de fase portadora medidas entre los dos receptores expresadas en metros ΔL_{AB}^j , las diferencias en geometría o línea base entre los receptores $\Delta \rho_{AB}^j$, las diferencias en el sesgo del reloj del receptor τ_{AB} , y las diferencias de parámetros de ambigüedad de fase ΔB_{AB}^j . Así mismo, el termino para la diferencia en la geometría en la **Ecuación 2.26** puede ser expandida y expresada en un sistema de coordenadas local usando el azimut α y el angulo de

elevación θ para cada satélite conforme a la ecuación siguiente (Löfgren, 2014):

$$\Delta\rho_{AB}^j = \Delta e \sin(\alpha^j) \cos(\theta^j) + \Delta n \cos(\alpha^j) \cos(\theta^j) + \Delta v \sin(\theta^j) \quad (2.27)$$

Donde Δe , Δn , y Δv son las componentes este, norte y vertical de la línea base entre los dos receptores. Si la línea base horizontal es conocida, tanto las componentes este y norte pueden moverse al segmento izquierdo de la **Ecuación 2.26**, reduciendo el número de incógnitas en el análisis. Así mismo, si la línea base horizontal es igual a cero, entonces la contribución este y norte puede ser ignorada.

Considerando la diferencia entre dos receptores A y B , y dos satélites, indicados por el superíndice j y k , se forma la observación de fase por diferencias dobles para cada época $\nabla\Delta L_{AB}^{jk}$. Esto es lo mismo que tomar la diferencia entre dos observaciones de diferencia simple, es decir, la diferencia entre la **Ecuación 2.25** para dos satélites (o la diferencia entre la **Ecuación 2.26** para dos satélites asumiendo una línea base corta), obteniendo la ecuación (Löfgren, 2014):

$$\nabla\Delta L_{AB}^{jk} = \nabla\Delta\rho_{AB}^{jk} + \nabla\Delta B_{AB}^{jk} \quad (2.28)$$

Donde ∇ y los superíndices denotan los parámetros de diferencias dobles. Dado que se asume una línea base corta, los términos de diferencia doble para la troposfera $\nabla\Delta Z^j$ y la ionosfera $\nabla\Delta I^j$, quedan eliminados de la **Ecuación 2.28**. Sin embargo, los efectos sistemáticos debidos a errores atmosféricos no modificados aumentan ligeramente para las diferencias dobles en comparación con las diferencias simples (Blewitt, 2000). Lo mismo se aplica a los errores aleatorios, por ejemplo, a partir del ruido de medición y multitrayectoria. Por otro lado, el sesgo del reloj satelital se cancela por diferencias dobles (las cuales quedan excluidas de la **Ecuación 2.28**), lo que ocasionaría errores mucho más grandes. Además, la ecuación de diferencias dobles es especialmente ventajosa para las observaciones de GPS (y otros sistemas que utilizan el acceso múltiple por división de código para separar entre satélites), ya que los parámetros de ambigüedad de fase de diferencias dobles se vuelven enteros.

Esto puede lograrse en el análisis con resolución de ambigüedad entera, es decir, resolviendo la ambigüedad de ciclo desconocida de cada observación de diferencia doble, por ejemplo, usando el método por Mínimos Cuadrados y Ajuste de AMBigüedad por Decorrelación (LAMBDA) el cual fue desarrollado por Teunissen y Kleusberg (1998). Sin embargo, las ambigüedades enteras no son el caso para las observaciones GLONASS de diferencias dobles, ya que los satélites visibles tienen diferentes frecuencias portadoras.

Para líneas de base cortas, la geometría de diferencias dobles en un sistema de coordenadas local $\nabla\Delta\rho_{AB}^{jk}$, puede obtenerse fácilmente tomando la diferencia entre la geometría de diferencia simple para dos satélites, es decir, la diferencia entre la **Ecuación 2.27** para dos satélites.

También es posible formar diferencias adicionales a la **Ecuación 2.28**, por ejemplo, diferencias triples (entre dobles diferencias en diferentes épocas). Para las diferencias triples, los parámetros de ambigüedad se eliminan si los parámetros no han cambiado entre épocas y si han cambiado, aparecerán como valores atípicos.

La desventaja de las diferencias triples es que la precisión se reduce debido a las correlaciones entre las observaciones en el tiempo (Blewitt, 2000).

2.4.4. Análisis por SNR

Las antenas GNSS están diseñadas para ser sensibles a las señales directas RHCP del satélite, esto se logra mediante el patrón de radiación de la antena que enfoca la ganancia de la antena para las señales RHCP hacia el cenit y disminuye la ganancia con un ángulo de elevación decreciente (Bishop, Klobuchar y Doherty, 1985). Así mismo, la sensibilidad para señales LHCP del cielo se reduce aproximadamente de 13 a 23 dB, en comparación con la ganancia cenital para señales RHCP. Al mismo tiempo, las antenas están diseñadas para suprimir las señales no deseadas de debajo del horizonte o multitrayectoria, que son señales que se reflejan en el entorno circundante antes de llegar a la antena. Para las señales que se encuentran por debajo del horizonte (ángulos de elevación negativos), la ganancia de la antena siempre es 9 dB menor que en la dirección del cenit, y disminuye al bajar el ángulo de elevación (hacia -90°). Además, en ángulos de elevación negativos pequeños (0° a -30°), la ganancia RHCP es de 2 a 7 dB mayor que la ganancia LHCP (Löfgren, 2014).

El patrón de interferencia de la multitrayectoria se crea por la diferencia de fase en el receptor entre la señal satelital directa y la reflejada. Esta diferencia de fase cambia cuando el satélite se mueve por el cielo, creando un patrón de interferencia. Entonces, todos los observables GNSS se ven afectados, pero el patrón de interferencia es especialmente visible como oscilaciones en el SNR (Larson, Löfgren y Haas, 2013). A partir de la frecuencia de estas oscilaciones de la multitrayectoria, es posible derivar la distancia entre el reflector horizontal y el centro de fase de la antena, denominada altura del reflector. Esto significa que para los datos de la antena cenital del mareógrafo GNSS (Sección 2.5.2), o para los datos de cualquier antena GNSS fija al cenit cerca del océano, es posible derivar la distancia a la superficie del mar, además, esta distancia está anticorrelacionada con la altura del nivel del mar (Löfgren, 2014).

Las señales de la multitrayectoria contaminan los observables GNSS registrados ya que el bucle de seguimiento del receptor se bloquea en las señales compuestas que consisten en la señal satelital directa y la reflejada. El efecto se puede ver claramente en los datos SNR, que son las intensidades de señal en bruto o los valores de SNR del receptor para las observaciones de fase (Gurtner y Estey, 2013), y pueden relacionarse con el entorno de la multitrayectoria. Esto significa que el SNR es una versión escalada de la amplitud de la señal, suponiendo un nivel de ruido constante, que normalmente se deriva del bucle de seguimiento de la señal portadora del receptor GNSS. El bucle de seguimiento puede describirse, con base en Ward, Betz y Hegarty (1996), como la relación de fase entre los canales en fase (I) y la cuadratura (Q) (Figura 2.16).

En una situación libre de multitrayectoria, el diagrama fasorial (Figura 2.16) contiene solo la contribución de la señal directa, es decir, el fasor único de amplitud A_d , que es equivalente al SNR. Así mismo, la fase portadora se mide por el ángulo de fase ϕ_d , que es distinto de cero si el ángulo de fase local y entrante están desalineados. Con la multitrayectoria presente, uno o más fasores adicionales

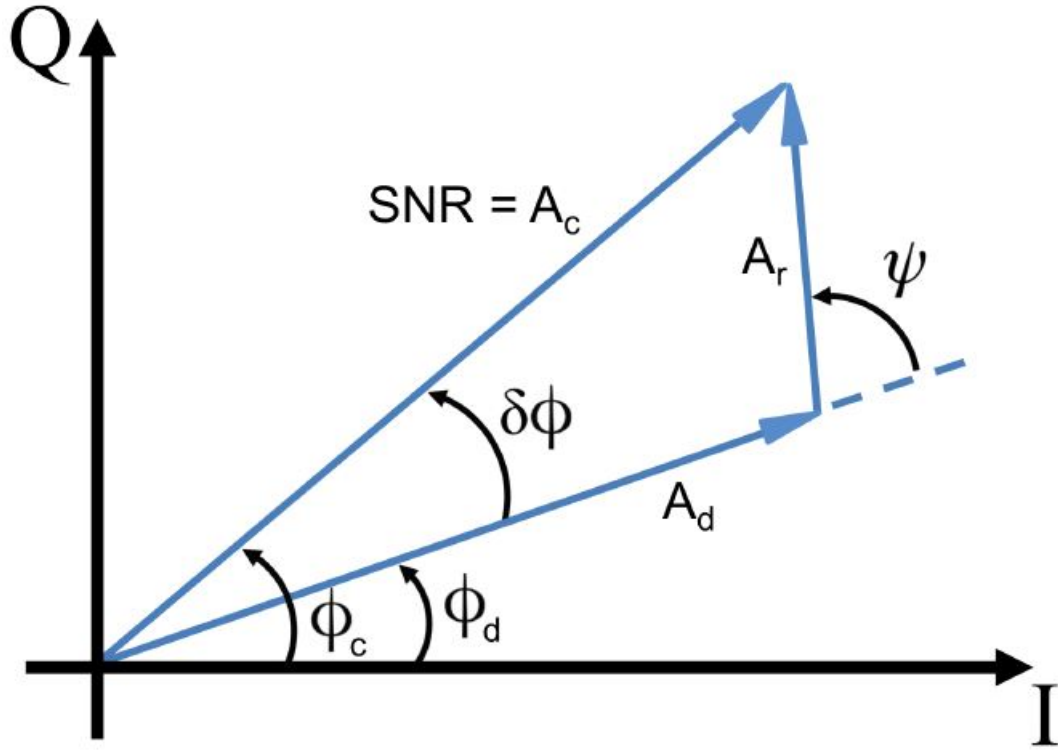


Figura 2.16: Modelo geométrico del bucle de seguimiento portador de un receptor GNSS presentado como un diagrama fasorial que ilustra la relación entre los canales en fase (I) y en cuadratura (Q). (Löfgren, 2014).

se agregan al diagrama. Aquí el fasor de la multitrayectoria, o el fasor de señal reflejada, se describe por la amplitud A_r y el ángulo de fase relativa de multitrayectoria ψ (relativo al ángulo de fase del fasor de señal directa), que se encuentra directamente relacionado con la geometría. Con la señal adicional, el bucle de seguimiento del receptor intenta rastrear la señal compuesta con amplitud A_c y el ángulo de fase ϕ_c . Entonces, la señal compuesta es la suma vectorial de todos los fasores, que contiene tanto la señal directa como la reflejada, lo que implica que el SNR es equivalente a la amplitud de la señal compuesta. Usando un modelo simplificado para el seguimiento de señales GNSS, con una señal directa y una señal reflejada en una superficie lisa plana (reflexión especular), el SNR compuesto y el error de fase $\delta\phi = \phi_c - \phi_d$, originado en el seguimiento con la multitrayectoria adicional en comparación con el seguimiento único de la señal directa, se puede expresar a través de la ley del coseno y las relaciones geométricas en la **Figura 2.16** como (Löfgren, 2014):

$$\tan(\delta\phi) = \frac{A_r \sin(\psi)}{A_d + A_r \cos(\psi)} \quad (2.29)$$

$$SNR^2 = A_c^2 = A_d^2 + A_r^2 + 2A_d A_r \cos(\psi) \quad (2.30)$$

Cuando un satélite GNSS se mueve por el cielo, la geometría de reflexión cambia, esto implica que la diferencia de fase entre la señal directa y la reflejada cambia y de la **Ecuación 2.30** es evidente que la amplitud de la SNR cambia, creando un patrón de interferencia. Además, se debe considerar que las amplitudes en la **Ecuación 2.30** se ven afectadas por el patrón de ganancia de la antena. Como se mencionó anteriormente, la señal directa es preferida por el patrón de ganancia de la antena que la señal reflejada y, además, la señal reflejada se atenúa tras la reflexión, la cual hace $A_d \gg A_r$. Esto significa que, A_d es de gran magnitud, es decir, la magnitud total del SNR debe ser grande y variar lentamente, durante el paso del satélite. Además, la contribución de la multitrayectoria debe tener una amplitud pequeña, pero con oscilaciones variables. Así mismo, la magnitud de la señal reflejada se ve muy afectada por la superficie reflectante y el ángulo de elevación del satélite.

El error de fase debido a la multitrayectoria de la **Ecuación 2.29** puede, suponiendo que $A_r/A_d \ll 1$ y despreciando los términos de orden superior en A_r/A_d , puede ser aproximado por (Löfgren, 2014):

$$\delta\phi \approx \frac{A_r}{A_d} \sin(\psi) \quad (2.31)$$

Donde ψ es el ángulo de fase relativo de la multitrayectoria mencionado anteriormente, es decir, la diferencia en fase entre la señal directa y la reflejada. A partir de la **Ecuación 2.30**, el ángulo de fase relativo está causando las oscilaciones SNR presentes en la multitrayectoria. Además, suponiendo un reflector planar, el ángulo de fase relativo en radianes (rad) puede derivarse geoméricamente del retardo del trayecto δ de la señal reflejada como (Löfgren, 2014):

$$\psi = \frac{2\pi}{\lambda} \delta = \frac{4\pi h_r}{\lambda} \sin(\theta) \quad (2.32)$$

Donde h_r es la distancia entre el centro de fase de la antena y la superficie reflectante (altura del reflector), λ es la longitud de onda de la señal, y θ es el ángulo de elevación del satélite. La frecuencia de las oscilaciones de la multitrayectoria se puede obtener mediante la velocidad de cambio del ángulo de fase relativo de la **Ecuación 2.32**, en radianes, asumiendo aquí que, tanto el ángulo de elevación como la altura del reflector dependen del tiempo, como (Löfgren, 2014):

$$f_\psi = \frac{d\psi}{dt} = \frac{4\pi h'_r}{\lambda} \sin(\theta) + \frac{4\pi h_r}{\lambda} \cos(\theta) \theta' \quad (2.33)$$

Donde h'_r y θ' son la tasa de cambio del ángulo de elevación ($d\theta/dt$) y la altura del reflector (dh_r/dt), respectivamente. Al realizar un cambio de variable a $x = \sin(\theta)$, la **Ecuación 2.33** puede representarse en radianes ($rad/\sin(\theta)$) como (Löfgren, 2014):

$$\frac{d\psi}{dx} = \frac{d\psi}{d\sin(\theta)} = \frac{d\psi}{dt} \cdot \frac{dt}{d\sin(\theta)} = \frac{4\pi}{\lambda} \left(h'_r \frac{\tan(\theta)}{\theta'} + h_r \right) \quad (2.34)$$

La **Ecuación 2.34** muestra que la frecuencia de las oscilaciones de la multitrayectoria, con respecto al seno del ángulo de elevación del satélite, puede dividirse en dos partes. En primer lugar, suponiendo que un reflector constante, es decir,

la superficie reflectante no se mueve, la **Ecuación 2.34** se simplifica para $4\pi h_r/\lambda$. Esto significa que, en función del seno del ángulo de elevación, la frecuencia de las oscilaciones de la multitrayectoria es constante y podría derivarse del análisis espectral (Bilich, Axelrad y Larson, 2007). En segundo lugar, con un reflector dependiente del tiempo (reflector móvil), la **Ecuación 2.34** se vuelve más compleja. Sin embargo, el término izquierdo en el lado derecho puede verse como una corrección del término para un reflector constante (término derecho) (Larson, Löfgren y Haas, 2013).

Este término de corrección $(4\pi h_r' \tan(\theta)/(\lambda \theta'))$; el término izquierdo en el lado derecho de la **Ecuación 2.34**, contiene la tasa de cambio de la altura del reflector y, por lo tanto, se ha denominado corrección de la altura (Larson, Löfgren y Haas, 2013). La dificultad es, por supuesto, que para determinar con precisión el parámetro desconocido, es decir, la altura del reflector, es necesario que haya un conocimiento previo de la tasa de cambio del parámetro desconocido. Por lo tanto, la corrección requiere un modelo de la tasa de cambio del reflector o observaciones adicionales de la altura del reflector, por ejemplo, desde la solución de altura del reflector asumiendo un reflector constante (siempre que los resultados sean suficientes) o desde otra técnica como un mareógrafo convencional cercano (**Sección 2.5.1**). Este último, por supuesto, no es aceptable si el mareógrafo GNSS se debe utilizar como una técnica independiente.

2.5. Fundamento Teórico del Mareógrafo

Los mareógrafos se han utilizado desde la antigüedad para medir los cambios en el nivel del mar en la costa. Por ejemplo, en la ciudad de Amsterdam, existen un registro histórico de observaciones de los cambios en el nivel del mar utilizando un poste para mediciones que proporciona evidencia del aumento y la variabilidad del nivel del mar desde 1700 (Cipollini et al., 2017). Desde entonces, varios registros de mareógrafos de lugares en Europa, por ejemplo, Liverpool desde 1768 (Woodworth, 1999) y Estocolmo desde 1774 (Ekman, 1988) contribuyen en gran medida a la comprensión de los cambios en el nivel del mar a lo largo del siglo XVIII. Así mismo, desde la década de 1830, se desarrollaron medidores de marea automáticos o autoregistrables, los primeros medidores automáticos de mareas se acreditan a menudo a los instalados en el estuario del Támesis, Inglaterra (Matthäus, 1972). El primer mareógrafo automático fuera de Europa se instaló en San Francisco, EUA en 1851. A finales del siglo XIX, se habían instalado mareógrafos automáticos en muchos puertos (Mar Báltico y Mediterráneo). El aumento del nivel del mar durante el siglo XX se estima utilizando casi 1000 ubicaciones de mareógrafos (por ejemplo, (Douglas, 1997)), y las técnicas explican que la mayoría de esos mareógrafos no cubren todo el siglo XX.

Los datos del mareógrafo proporcionan información valiosa sobre los cambios en el nivel del mar desde unos pocos segundos hasta siglos en los lugares donde están instalados; sin embargo, estas observaciones contienen varias limitaciones:

- La distribución geográfica de los mareógrafos se limita naturalmente a los márgenes continentales y algunas islas oceánicas, lo que proporciona un

muestreo deficiente de las cuencas oceánicas; además, la mayoría de los mareógrafos están ubicados en el hemisferio norte (Europa, Japón y EUA).

- Los registros de mareógrafos disponibles no cubren todos el mismo período de tiempo, y su número disminuye rápidamente a medida que retrocedemos en el tiempo, especialmente antes de 1960.
- Los mareógrafos se ajustan a la tierra, proporcionando medidas relativas a la corteza terrestre, que podría moverse. El movimiento vertical de la tierra es una de las principales dificultades para interpretar las mediciones del mareógrafo (Wöppelmann y Marcos, 2016).
- No hay un nivel de referencia común para los registros de mareógrafos individuales, a pesar de algunas recomendaciones claras para ello (por ejemplo, (Woodworth et al., 2013)), y esto crea un problema de acumulación de registros.

Cabe señalar que para aplicaciones a largo plazo (como el clima) la variación temporal de los componentes de las mareas también debe ser entendida y explicada; estos se estudian mejor en detalle con un conjunto de datos de marea de alta frecuencia (es decir, cada hora o más frecuente), como el conjunto de datos del Análisis Global de Nivel del Mar (GESLA) y su posterior GESLA-2 (Cipollini et al., 2017).

Desde 1933, los registros del mareógrafo han sido recolectados y distribuidos por el Servicio Permanente para el Nivel Medio del Mar (PSMSL). Existen registros de más de 2000 ubicaciones disponibles de PSMSL a través de la página web www.psmsl.org (Cipollini et al., 2017). Así mismo, un programa internacional, el Sistema Mundial de Observación del Nivel del Mar (GLOSS), fue establecido en el marco de la Comisión Técnica Mixta de Oceanografía y Meteorología Marina (JCOMM) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), con el objetivo de crear redes mundiales y regionales de alta calidad de datos sobre nivel del mar para su aplicación a la investigación climática, oceanográfica y del nivel del mar en zonas costeras. Actualmente, existen 289 estaciones a nivel del mar (red central mundial) en todo el mundo diseñadas para proporcionar un muestreo aproximadamente distribuido uniformemente de las variaciones globales del nivel del mar costero. Los sitios GLOSS, que incluyen receptores del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) para monitorear los movimientos verticales de tierra, contribuyen a estudios de cambio climático a largo plazo como los del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC).

Los datos de un mareógrafo se utilizan para medir y predecir las mareas, cuantificar el tamaño de los tsunamis y las marejadas ciclónicas. Los registros de mareógrafos se usan ampliamente en ingeniería costera para el diseño de infraestructura costera. Los conjuntos de datos a nivel del mar a partir de mareógrafos se utilizan en muchas disciplinas científicas, por ejemplo, geodesia, oceanografía, geología, estudios de paleoceanografía y climatología (Cipollini et al., 2017). Los mareógrafos especializados, en particular los que se encuentran en las islas, también se utilizan para la calibración del altímetro. La aplicación más familiar de los datos de mareógrafos es el aumento y la variabilidad del nivel del mar a nivel

mundial y regional, proporcionando información sobre los cambios a largo plazo en el nivel del mar a nivel mundial durante los últimos dos siglos.

2.5.1. Mareógrafo Convencional

En este trabajo de investigación, se encapsulará el concepto de mareógrafo convencional, para aquellos mareógrafos cuyo principio de medición no sea mediante señales GNSS. Partiendo de esta idea, existen mareógrafos convencionales de muchos tipos. Desde una simple regla graduada, fija y sumergida en el agua, atendida por un observador que ve el nivel del agua en la graduación de la regla y manualmente anota su observación en un cuaderno de registro, hasta un dispositivo electroacústico encapsulado y conectado a una computadora, con comunicación hacia algún satélite y totalmente automatizado (*Figura 2.17*).

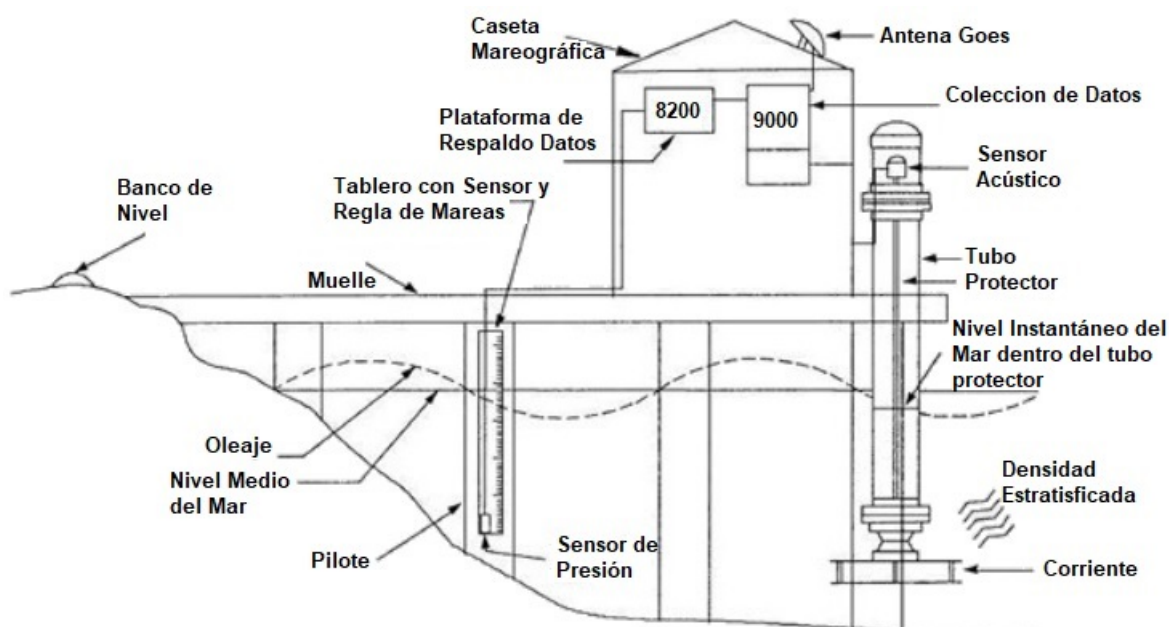


Figura 2.17: Esquema gráfico de los componentes mecánicos, electrónicos y climáticos que integran el funcionamiento básico de un mareógrafo convencional (UNAM, 2018).

El propósito de este sistema es medir, en un lugar dado, el nivel del mar con respecto a un nivel de referencia en tierra firme, una vez eliminado el efecto del oleaje local. Tradicionalmente, esto se logra midiendo el nivel del mar en un entorno que no esté perturbado por las olas, como puede ser un muelle en el interior de un puerto. Pero las olas provocadas por el tráfico de las embarcaciones también pueden contaminar las mediciones. Por tal razón es usual que se use un tubo vertical fijo, suficientemente largo y sumergido en el agua para que las olas ni lo rebasen ni hagan vacío en él (*Figura 2.17*). Se tapa el extremo sumergido del tubo para impedir el libre flujo del agua, pero se perforan orificios laterales con el diámetro necesario para que fluya (entre y salga) agua del tubo de manera tan lenta que filtre las oscilaciones del oleaje exterior, pero siempre en cantidad suficiente

para que el agua en el interior del tubo represente realmente el nivel promedio del agua exterior. Una vez logrado este propósito, existen varios dispositivos para medir la distancia vertical que recorre el nivel del agua dentro del tubo. Uno muy común es un flotador conectado a una polea y a un mecanismo simple que registra de manera continua, en un rollo de papel, el lento sube y baja del nivel de agua dentro del tubo. Este dispositivo debe estar conectado también a un reloj que marque, con la mayor precisión posible, el momento en que se registra cada medición (UNAM, 2018). De esta manera, se obtienen los gráficos de la evolución de la marea en cada lugar donde ésta se mide. El uso de la tecnología moderna ha permitido el diseño y fabricación de instrumentos más convenientes para medir la marea.

2.5.2. Mareógrafo GNSS

Actualmente, existen dos tipos de configuración para mareógrafos GNSS, el primero de ellos, se basa en el concepto de mediciones de radar biestático en la banda L para estimar el nivel del mar local, es decir, dos antenas y dos receptores GNSS. Cada satélite GNSS emite señales que se reciben tanto directamente como después de la reflexión sobre la superficie del mar. Entonces, estos receptores GNSS de dos frecuencias de tipo geodésico estándar permiten rastrear y registrar las señales directa y reflejada. Estos datos, ya sea de los receptores o de uno de los receptores, se analizan en post-proceso o casi en tiempo real para extraer la información del nivel del mar (Löfgren, Haas y Johansson, 2010). El segundo tipo utiliza una sola antena y receptor, en donde se tiene que utilizar un método de análisis espectral para separar o identificar la señal reflejada de la señal directa (Larson, Löfgren y Haas, 2013). Finalmente, para la primera configuración (dos antenas) se utiliza el método denominado Análisis por *Retardo de Fase* (Sección 2.4.3), así mismo, para la segunda configuración (una sola antena) se utiliza el método denominado *Análisis por SNR* (Sección 2.4.4), ambas técnicas aprovechan dos observaciones satelitales diferentes, es decir, SNR y los datos de retardo de fase (Phase-Delay), a continuación, se describirá el principio de cada mareógrafo GNSS.

El primer tipo de mareógrafo GNSS consta de dos antenas montadas espalda con espalda, preferiblemente alineadas a lo largo de una vertical local en una viga que se extiende a lo largo de la línea de la costa. Una de las antenas está polarizada circularmente de forma derecha (RHCP, por sus siglas en inglés) mirando hacia el cenit, recibiendo las señales GNSS directas en el lóbulo de radiación de la antena (Figura 2.18b). Entonces, resolviendo la posición de esta antena da como resultado la altura de la superficie terrestre con respecto al Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF), es decir, la posición con respecto al centro de masas terrestre (Löfgren y Haas, 2014).

La otra antena está polarizada circularmente de forma izquierda (LHCP) fija hacia el nadir, mirando hacia la superficie del mar y recibiendo las señales GNSS que se han reflejado en la superficie del mar en el lóbulo principal de la antena. Entonces, cuando las señales de RHCP de los satélites GNSS se reflejan en la superficie del mar, la polarización cambia a LHCP predominantemente, o al menos

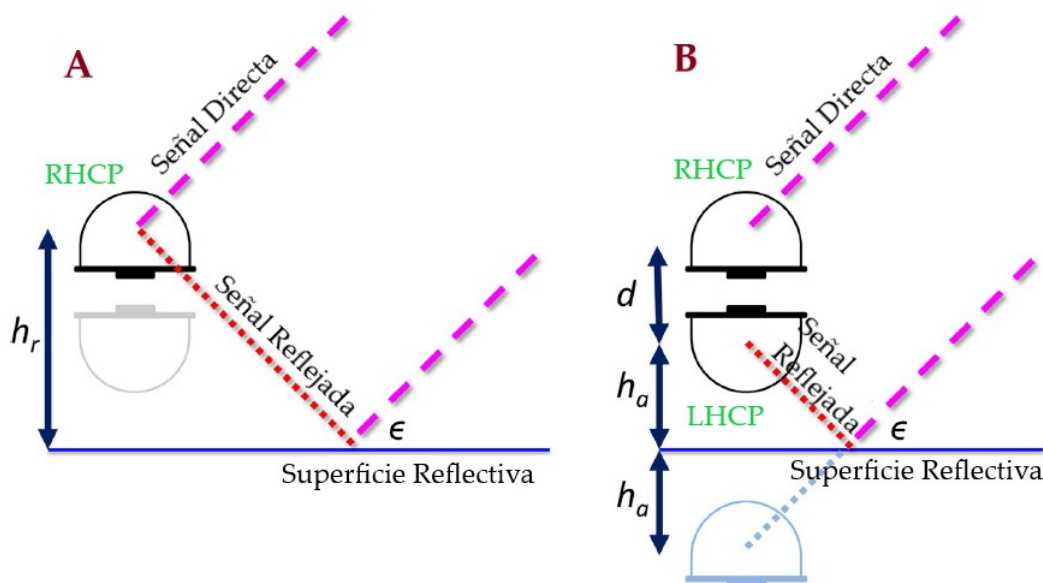


Figura 2.18: Esquema gráfico del concepto del mareógrafo GNSS, del lado izquierdo (A) se muestra la configuración para el mareógrafo de un solo receptor, cuyos datos se analizan con el SNR de la señal. Así mismo, del lado derecho (B) es posible observar la configuración con doble receptor GNSS, el cual se analiza mediante el Retardo de Fase de la señal (Löfgren y Haas, 2014).

a polarización elíptica izquierda (LHEP), para ángulos de elevación de satélite superiores a aproximadamente 8° (Löfgren y Haas, 2014).

Para el mareógrafo GNSS, existen observaciones simultáneas de múltiples satélites con diferentes direcciones de elevación y azimut en cada época. Dado que la superficie reflectante total consiste en superponer el área elíptica individual de varias observaciones satelitales distribuidas sobre la superficie del mar, la cual repercutirá en el cambio continuo de la superficie total. Además, los cambios en el nivel del mar debido a las mareas y el forzamiento meteorológico, los cuales pueden notarse como cambios en la altura de la antena (Figura 2.18), también afectarán el tamaño de la superficie reflectante.

Como se mencionó anteriormente, la configuración mecánica del mareógrafo GNSS está diseñada para recibir las señales GNSS directas con la antena RHCP mirando al cenit, de la misma manera que una estación GNSS geodésica para poder resolver una posición precisa con respecto al ITRF, y para maximizar el número de señales GNSS reflejadas recibidas con la antena LHCP mirando al nadir. La altura del nivel del mar puede derivarse resolviendo la posición de la antena LHCP, ya que la reflexión ocurre a diferentes alturas dependiendo de la altura del nivel del mar, por lo tanto, la combinación de ambas mediciones da como resultado el nivel del mar con respecto al ITRF.

Así mismo, estas antenas no solo recibirán señales a través del lóbulo frontal o principal, sino que también recibirán una porción de las señales a través de la espalda o a través de los lóbulos laterales. Por ejemplo, la señal GNSS directa llega a la antena RHCP, pero al mismo tiempo una porción de la señal directa se

ha reflejado en la superficie del mar y llega al lado posterior de la antena RHCP (Löfgren, 2014). Esta multitrayectoria interfiere con la señal directa y afecta los datos grabados, así mismo, este efecto es más fuerte para las observaciones con bajos ángulos de elevación. El análisis de los datos afectados por la multitrayectoria permite estimar la altura del nivel del mar con respecto a la antena del RHCP. Finalmente, la combinación de la altura del nivel del mar con la posición de la antena RHCP con respecto al ITRF permite obtener el resultado del nivel del mar con respecto al ITRF (Löfgren y Haas, 2014).

Para el segundo tipo de mareógrafo GNSS (*Figura 2.18a*), presenta configuración más sencilla ya que solo utiliza un receptor. En este tipo de mareógrafo, se utiliza un análisis distinto, ya que cuando un satélite GNSS se mueve por el cielo, la diferencia de fase en el receptor entre las señales directas y reflejadas cambia, creando un patrón de interferencia, el cual es especialmente visible en los datos de SNR registrados por el receptor. Con base en Löfgren y Haas (2014), existen dos características principales de los datos SNR: las oscilaciones de la multitrayectoria SNR y la tendencia general. El efecto multitrayectoria disminuye al aumentar el ángulo de elevación del satélite, es decir, la amplitud del patrón de interferencia disminuye al aumentar el ángulo de elevación del satélite. Esta disminución depende de la amplitud (intensidad de la señal) de la señal reflejada y del patrón de ganancia de la antena. Para ángulos de elevación de satélite bajos, la señal reflejada es principalmente RHCP debido a la mayor amplitud del coeficiente de reflexión de la zona Fresnel RHCP en comparación con el coeficiente de LHCP, sin embargo, el coeficiente de reflexión RHCP disminuye al aumentar el ángulo de elevación. La metodología para este análisis se desarrollará a detalle en el **Capítulo 3** del presente trabajo de investigación.

Capítulo 3

Materiales y Métodos

La metodología del presente trabajo de investigación se compone de dos fuentes de información distintas. La primera de ellas es el uso de estaciones geodésicas GNSS instaladas relativamente cercas a las costas (<100 m) sin considerar el uso de sus datos para reflectometría. La segunda consiste en la adquisición de datos geoespaciales de misiones de altimetría satélital para monitorear los cambios y anomalías del nivel del mar de los océanos. Sin embargo, cabe mencionar que, ambas tecnologías no fueron diseñadas para determinar los cambios del nivel del agua en las regiones costeras. Como se mencionó previamente en el *Capítulo 1*, la problemática del calentamiento global continua agravándose, y el nivel medio de los océanos permanecerá creciendo conforme este fenómeno persista. Por lo tanto, habilitar o aproximar nuevos métodos y tecnologías existentes para el monitoreo del nivel del mar debería ser de suma importancia hoy en día. En la *Figura 3.1* se muestra el esquema o diagrama metodológico empleado en la presente investigación.

Como es posible observar en el esquema, el recuadro delineado en color verde (izquierda) indica la metodología utilizada en otros trabajos de investigación utilizando reflectometría GNSS específicamente para determinar la profundidad de la nieve que rodea la antena GNSS en una región en específico (Nievinski y Larson, 2014b; Nievinski y Larson, 2014c). Por otro lado, el recuadro delineado en color azul (derecha) indica la metodología empleada en trabajos para determinar el nivel del mar utilizando datos de altimetría satélital (Cipollini et al., 2017; Xi-Yu, Florence y Cazenave, 2018). Finalmente, el recuadro delineado en color rojo indica en que nivel de la metodología propuesta se integran ambas metodologías, dando a lugar a un trabajo de investigación donde se integren por primera vez dos formas indirectas de obtener el nivel del mar para el monitoreo de cambios del mismo a través del tiempo.

En términos generales, como una aproximación o primera fase en la investigación, se procedió a buscar todas las estaciones GPS/GNSS existentes en territorio mexicano, para ello se consultaron distintas redes geodésicas pertenecientes a distintas instituciones especializadas como por ejemplo la Red Geodésica Nacional Activa (RGNA) de INEGI, así como las redes TLALOCNet y COCONet de UNAVCO entre otros. El siguiente paso fue filtrar todas las estaciones GNSS en función de distintos factores. Entre estos factores se destaca que la estación debe de estar cercana a la costa, generalmente a una distancia menor a 100 m. Para garantizar que las señales reflejadas provenientes del mar lleguen a la antena se procedió a calcular y graficar el Fresnel Zone de cada estación cuyo proceso se describirá a detalle en otra sección en el presente capítulo. Así mismo, deberá

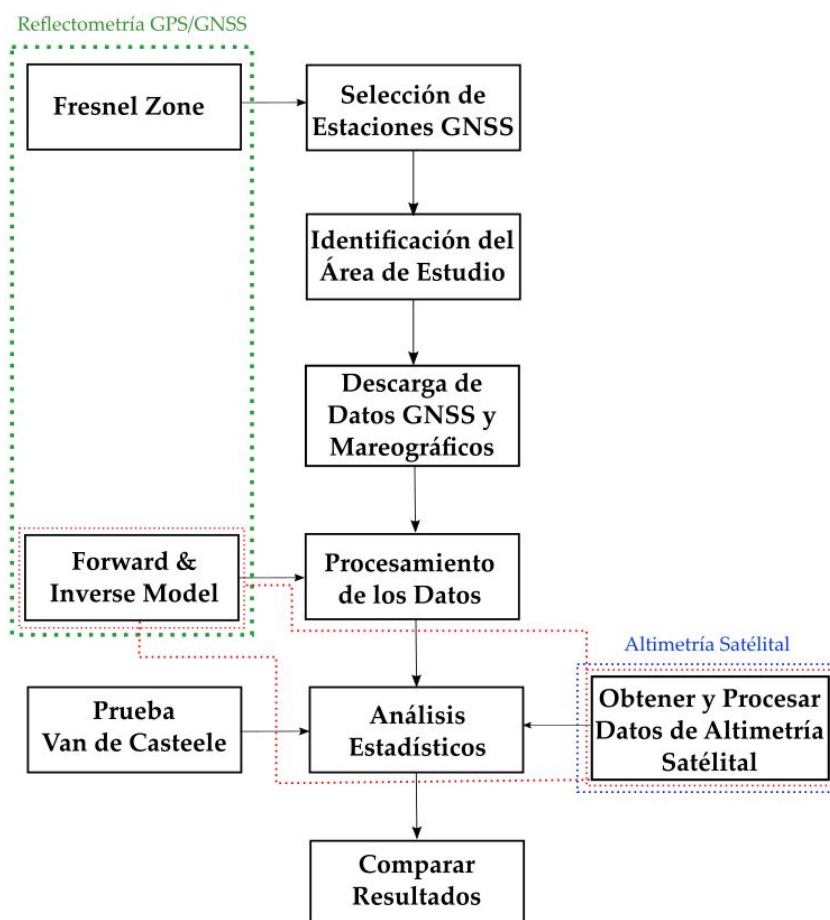


Figura 3.1: Esquema metodológico empleado en el presente trabajo de investigación. De izquierda a derecha, se muestran las metodologías previas utilizadas tanto en reflectometría GNSS como en altimetría satelital, al centro se muestra la propuesta o el aporte a la investigación.

existir un mareógrafo relativamente cercano a la estación GNSS para la comparación de los resultados.

Una vez seleccionada las estaciones y el área de estudio, se procedió a la descarga de los datos tanto de las estaciones GPS como del mareógrafo más cercano a la misma. Cabe mencionar que, es importante que ambas fuentes de información o datos correspondan al mismo periodo o muestreo temporal. Posteriormente, se realizó un análisis visual de los archivos RINEX para identificar la cantidad de parámetros SNR que contiene el archivo puesto que a mayor cantidad de observables se incluyan en el procesamiento, es posible obtener una mejor calidad o precisión en los resultados. Con el objetivo de poder comparar los cambios del nivel del mar obtenidos por el GNSS contra los del mareógrafo, se realizó un proceso de interpolación ya que los intervalos de muestreo entre ambos son distintos (GNSS - 15 seg, Mareógrafo - 60 seg.). Finalmente, se calculó y se obtuvo el coeficiente de correlación entre ambos parámetros, así como un test o prueba estadística denominada Van de Castelee para identificar posibles errores sistemáticos en un mareógrafo (Miguez, Testut y Woppelmann, 2008).

3.1. Área de Estudio

Con base en las estaciones para el monitoreo del nivel del mar o mareógrafos pertenecientes al Servicio Mareográfico Nacional de México (<http://www.mareografico.unam.mx>), se realizó una búsqueda de todas las estaciones GNSS que estuvieran ubicadas lo más cercano posible a las costas mexicanas, tanto del océano pacífico como del atlántico (*Tabla 3.1*).

Tabla 3.1: Estaciones GNSS propuestas para reflectometría GNSS en territorio mexicano.

Nombre	Ubicación	Mareógrafo Cercano	Distancia (Km)
TNPP	Puerto Peñasco, Son	Guaymas, Son	460
GUAX	Isla Guadalupe, BC	Isla Guadalupe, BC	0.26
TNBA	Bahía Ángeles, BC	Guaymas, Son	284.23
TNTB	Topolobampo, Sin	Topolobampo, Sin	1.24
TNCT	Chalacatepec, Jal	Manzanillo, Col	120.57
TNTM	Tamarindo, Jal	Manzanillo, Col	50
CN26	Arrecife, Yuc	Puerto Progreso, Yuc	120
UNPM	Puerto Morelos, QR	Puerto Morelos, QR	0.15

Tomando en cuenta las consideraciones mencionadas previamente sobre el proceso de selección de las estaciones GNSS, se localizaron dos estaciones que cumplen con la mayoría de los requisitos indispensables para la medición del mar utilizando reflectometría GNSS. La primera de ellas, se encuentra ubicada en una pequeña isla considerada como arrecife mexicano denominado *Alacrán*, el cual se encuentra ubicada a aproximadamente 120 Km de Puerto Progreso en el estado de Yucatán, México (*Figura 3.2*). Así mismo, la estación para el monitoreo del nivel del mar (mareógrafo) más cercano se encuentra en el puerto mencionado.

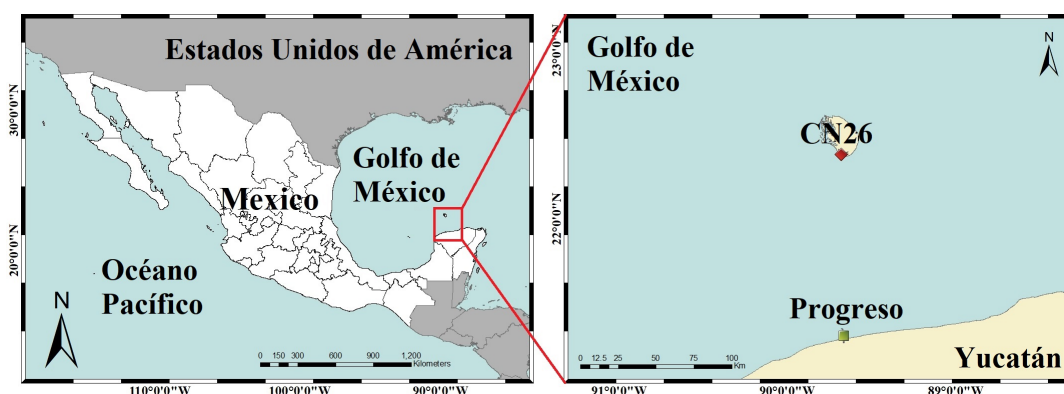


Figura 3.2: Ubicación del primer mareógrafo (progreso) y estación GNSS (CN26) en las costas del caribe mexicano.

Como es posible apreciar en la figura anterior, la estación GNSS denominada CN26 (rombo color rojo) pertenece a la red geodésica COCONet de UNAVCO.

Dicha estación se encuentra a aproximadamente 12.5 metros de la costa y adquiere datos con un intervalo de muestreo de 15 segundos. El sitio de instalación tiene vista despejada al cielo del lado correspondiente al mar, donde teóricamente las señales reflejadas o multitrayectoria provenientes del mismo podrán llegar a la antena sin interactuar con ningún otro medio físico alrededor del sitio (*Figura 3.3*).



Figura 3.3: Sitio de instalación del GNSS CN26 (izquierda) y del mareógrafo *Progreso* instalado por el Servicio Mareográfico Nacional (derecha).

Sin embargo, en sentido contrario (Noroeste de la isla), se encuentra vegetación densa, bancos de arena, rocas de tamaño considerable, así como los mismo equipos para el funcionamiento de la estación. Esta diversidad de elementos naturales y sintéticos pueden introducir ruido a las mediciones en caso de que se consideren las señales reflejadas desde ellos, de ahí la importancia de conocer el rango de azimuth adecuado para el procesamiento de las señales. Con base en la información libre proporcionada por UNAVCO (<https://www.unavco.org/instrumentation/networks/status/pbo/overview/CN26>) la estación CN26 cuenta con coordenadas geográficas *Latitud* 22,38300646 y *Longitud* -89,68238513 con una altura *Elipsoidal* de -13,146 metros, así como una altura arbitraria sobre la superficie reflejante (nivel del mar) de 1.8 metros. Así mismo, cuenta con un receptor geodésico de doble frecuencia *Trimble Netr9* y una antena tipo *Choke Ring* modelo TRM59800.00 SCIT. Cabe mencionar que, con base en los datos RINEX proporcionados libremente por UNAVCO (<ftp://data-out.unavco.org/pub>), solo se cuentan con dos observables para los parámetros correspondientes al SNR de la señal, los cuales son S_1 y S_2 , como se mencionó con anterioridad en este capítulo, con el objetivo de mejorar la calidad de los resultados, se optó por solicitar datos en formato crudo o RAW, específicamente con extensión (**.tgd**), ya que este formato incluye más observables correspondientes al SNR que comúnmente son excluidos al ser convertidos a formato RINEX. Estos parámetros son S_1C , S_2W , S_2X y S_5X , los cuales operan en los códigos L_1 C/A, L_2 Z-tracking, L_2C (M+L) y L_5 (I+Q), respectivamente. Al considerar estos observables en el procesamiento, es posible obtener mejor precisión en los resultados debido a que se están incluyendo mayor cantidad de soluciones.

La estación mareográfica más cercana se encuentra ubicada en Puerto Progreso, Yucatán, la instrumentación o forma de medición que se utiliza para medir el nivel del mar es mediante flotador con un intervalo de muestreo de 1 minuto. Así mismo, la estación es capaz de medir la temperatura y densidad del mar. Dicha estación operó en el periodo de 1952 - 1982, sin embargo, debido al mantenimiento y actualización de la instrumentación en el año 2007, actualmente se encuentra adquiriendo datos hasta la fecha.

La segunda estación considerada en este estudio se encuentra del lado del océano pacifico, ubicada en la costa al sur del estado de Jalisco, México (*Figura 3.4*). A su vez, la estación para el monitoreo del nivel del mar o mareógrafo más cercano se encuentra ubicada a aproximadamente 50 Km en el puerto de Manzanillo, Colima.

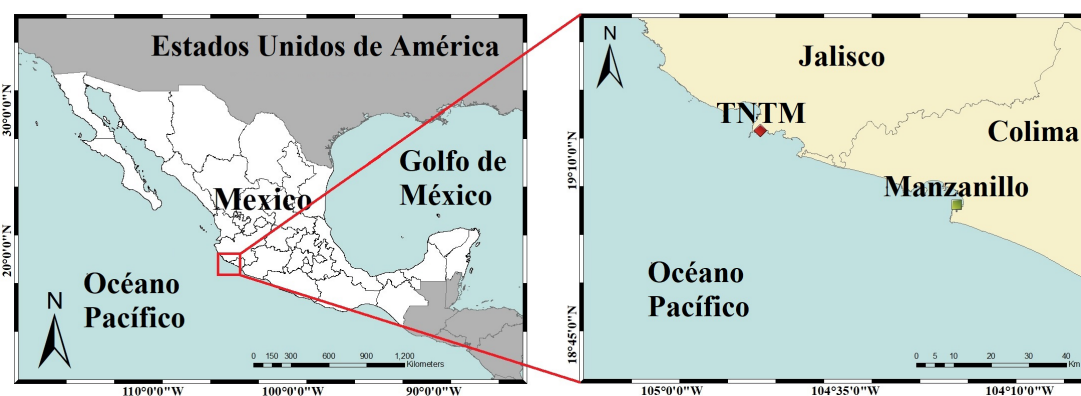


Figura 3.4: Ubicación del segundo mareógrafo (Manzanillo) y estación GNSS (TNTM) en las costas del Caribe mexicano.

Siguiendo el formato de la primer estación, la estación GNSS denominada TNTM (rombo color rojo) pertenece a la red geodésica TLALOCNet de UNAVCO. A diferencia de la estación CN26, esta se encuentra más alejada de la costa a aproximadamente 140 metros, así mismo, el intervalo de muestreo común para TNTM es de 15 segundos. Este sitio de estación contiene características físicas a su alrededor que dificultan considerablemente la aplicación de la reflectometría GNSS ya que se encuentra en una elevación o colina de aproximadamente 25 metros de altura sobre el nivel del mar. Además, solo una pequeña porción de su azimuth mantiene una vista despejada con dirección al mar sin obstáculos. Al igual que la estación CN26, el sitio de instalación se encuentra rodeado de vegetación densa, rocas y elementos sintéticos necesarios para el funcionamiento del equipo geodésico, tales como paneles solares y antenas de transmisión (*Figura 3.5*). Por lo tanto, al momento del procesamiento de la señal, se debe seleccionar una porción muy pequeña del azimuth así como un ángulo de elevación muy bajo para garantizar que la señal analizada provenga de la superficie del mar.

Con base en la información proporcionada por UNAVCO (<https://www.unavco.org/instrumentation/networks/status/pbo/overview/TNTM>) la estación TNTM cuenta con coordenadas geográficas *Latitud* 19,239 y *Longitud* -104,790 con una altura *Elipsoidal* de 28 metros, así como una altura arbitraria sobre la superficie reflejante (nivel del mar) de 25 metros. Así mismo, cuenta con



Figura 3.5: Sitio de instalación del GNSS TNTM (izquierda) y del mareógrafo *Manzanillo* instalado por el Servicio Mareográfico Nacional (derecha).

un receptor geodésico de doble frecuencia *Trimble Netr9* y una antena tipo *Zephyr* modelo TRM57971.00 SCIT. A diferencia de los datos de la primer estación, para TNTM se utilizaron solo los observables SNR incluidos comúnmente en los archivos RINEX S_1 y S_2 .

La estación mareográfica más cercana se encuentra ubicada en Manzanillo, Colima, la instrumentación o forma de medición que se utiliza para medir el nivel del mar es mediante flotador con un intervalo de muestreo de 1 minuto, así mismo, al igual que el mareógrafo anterior, la estación es capaz de medir la temperatura y densidad del mar.

3.2. Zona de Reflectancia

Uno de los factores más importantes al momento de establecer o seleccionar un mareógrafo GNSS, es que al menos una porción de la zona de reflectancia o sensado ubicada alrededor de la antena se encuentre sobre el agua. Así, de esta forma, es posible identificar mediante su respectivo *Acimut* (A_z) la señales reflejadas provenientes del mar.

La zona de reflectancia se encuentra conformada por un conjunto de elipses delgados que se forman durante las trayectorias de distintos satélites desde que son visibles en el horizonte hasta que se ocultan o terminan su trayectoria visible por el receptor formando así una circunferencia alrededor de la antena o estación GNSS. En trabajos de investigación relacionados con reflectometría GNSS, cada elipse mantiene el nombre de *Fresnel Zone* (llamado así en honor al físico francés Augustin-Jean Fresnel), representando el volumen de espacio que genera la onda electromagnética entre el satélite y el receptor (Larson, Ray y Williams, 2017). El diámetro de estos elipses se encuentra en función de la altura del receptor sobre la superficie reflectora (H_R), el ángulo de elevación del satélite con respecto al

receptor o al usuario (e) y finalmente la frecuencia a la que transmite el satélite, por ejemplo, para el sistema GPS se tienen las frecuencias L_1 , L_2 o L_5 .

Con la finalidad de obtener o calcular los parámetros necesarios para graficar las fresnel zones, es necesario trabajar con un sistema de coordenadas local (cuyo origen se encuentran centrados en la posición del usuario), en el caso particular de este trabajo a partir del receptor. Comúnmente, este sistemas de coordenadas local es llamado *Este-Norte-Vertical* (ENU, por sus siglas en inglés).

Por lo tanto, a partir de un sistema de coordenadas global, tal es el caso del sistema ECEF (Earth Centered, Earth Fixed), es posible convertir las coordenadas al sistema local. Para ello, es necesario tomar en cuenta la posición del receptor en coordenadas elípticas (*Latitud* (ϕ) y *Longitud* (λ)) aplicando la siguiente multiplicación de matrices (J. Sanz Subirana, Zornoza y Pajares, 2011):

$$R_{ENU} \begin{bmatrix} X_S \\ Y_S \\ Z_S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\lambda) & \cos(\lambda) & 0 \\ -\sin(\phi)\cos(\lambda) & -\sin(\phi)\sin(\lambda) & \cos(\phi) \\ -\cos(\phi)\cos(\lambda) & \cos(\phi)\sin(\lambda) & \sin(\phi) \end{bmatrix} R_{ECEF} \quad (3.1)$$

Una vez calculada la matriz de rotación o giro para el cambio de coordenadas, es necesario calcular el ángulo de elevación y acimut del satélite con respecto al receptor GNSS expresado en un marco de referencia ENU (*Figura 3.6*).

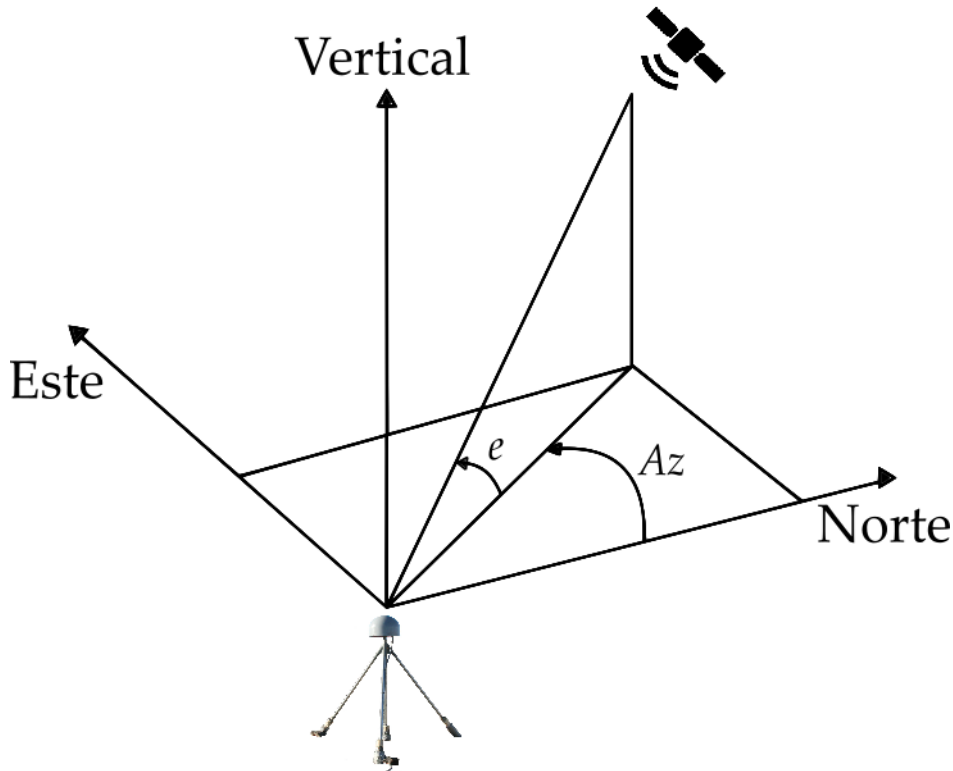


Figura 3.6: Representación visual del sistema de coordenadas ENU para el cálculo del ángulo de elevación e y acimut A_z del satélite.

Por lo tanto, si la posición del satélite se encuentra en el marco de referencia ENU del receptor (X_S , Y_S y Z_S), entonces el *Acimut* (A_z) y el *Ángulo de Elevación*

e están dados por las siguientes ecuaciones (J. Sanz Subirana, Zornoza y Pajares, 2011):

$$A_z = \tan(A_z) = \frac{X_E}{X_N} \quad (3.2)$$

$$e = \tan(e) = \frac{X_U}{\sqrt{X_E^2 + X_N^2 + X_U^2}} \quad (3.3)$$

Finalmente, sintetizando el procedimiento completo para la extracción de los dos parámetros fundamentales para el calculo de la zona de reflectancia o fresnel zone, se tiene primero calcular el vector posición desde el receptor GNSS hacia el satélite en un marco de referencia global (ECEF), posteriormente calcular la posición del receptor en coordenadas elipsoidales (latitud y longitud), por consiguiente, rotar el vector posición al marco de referencia local (ENU) centrado en la posición del receptor (*Ecuación 3.1*), por ultimo, calcular los parámetros utilizando las *Ecuaciones 3.2 y 3.3* respectivamente. Cabe mencionar que, el acimut calculado para una época dada puede poseer valores positivos como negativos, mientras que el ángulo de elevación mantiene solo valores positivos, esto, debido a que el receptor no puede rastrear o recibir señales de satélites por debajo del horizonte.

Con los parámetros básicos obtenidos (A_z, e), es posible calcular las dimensiones del primer Fresnel Zone y subsecuentes, específicamente para estaciones fijas al suelo. Adicionalmente, se requiere conocer la longitud de onda de la señal (λ) y la altura de la antena sobre la superficie reflectora (H_R). Por lo tanto, el diámetro (d), radio (R), semieje menor (b) y semieje mayor (a) del primer fresnel zone ($n = 1$) se encuentra definido por las siguientes ecuaciones (Larson y Nievinski, 2013):

$$d = n\lambda/2 \quad (3.4)$$

$$R = H_R \cdot \tan(e) + (d/\sin(e))/\tan(e) \quad (3.5)$$

$$b = \sqrt{2 \cdot d \cdot H_R / \sin(e) + (d/\sin(e))^2} \quad (3.6)$$

$$a = b/\sin(e) \quad (3.7)$$

Además, en función de las *Ecuaciones 3.8 y 3.9* el perímetro del elipse puede ser discretizado en función del angulo interior $\theta \in [0, 2\pi]$, así mismo, el eje del semieje mayor puede ser alineado con el acimut del satélite mediante las *Ecuaciones 3.10 y 3.11*, respectivamente (Larson y Nievinski, 2013):

$$x' = a \cdot \cos(\theta) + R \quad (3.8)$$

$$y' = b \cdot \sin(\theta) \quad (3.9)$$

$$x = \sin(a) \cdot x' - \cos(a) \cdot y' \quad (3.10)$$

$$y = \sin(a) \cdot y' + \cos(a) \cdot x' \quad (3.11)$$

Como es posible apreciar en la *Ecuación 3.5*, la altura de la antena (H_R) influye proporcionalmente en el área o cobertura del elipse, es decir, a mayor altura de la antena, mayor es el radio de cobertura de la zona de reflectancia. Así mismo, el ángulo de elevación del satélite (e) influye inversamente proporcional en el tamaño elipse, es decir, a menor ángulo de elevación, el elipse tiende a tener mayor longitud y viceversa. Finalmente, una vez seleccionados y/o establecidos los rangos de acimut y ángulos de elevación en función de la zona de reflectancia, fue necesario inspeccionar las señales SNR provenientes de dichos elipses con la finalidad de seleccionar las mejores observaciones posibles y obtener la mayor precisión posible en la altura reflectora (H_R).

3.3. Modelado Directo e Inverso

Recapitulando los conceptos básicos mencionados anteriormente en la *Sección 2.4*, el parámetro principal utilizado por las técnicas de reflectometría GNSS es el SNR (Signal-to-Noise Ratio, Relación Señal a Ruido) el cual es capturado comúnmente por los receptores geodésicos. El SNR representa la proporción de ruido entre el poder de la señal y el contacto de la misma con la superficie de una observación GPS/GNSS dada (Bilich, Axelrad y Larson, 2007). Así mismo, este parámetro es utilizado comúnmente solo como control de calidad en las mediciones entre los principales fabricantes de antenas y receptores geodésicos.

Sin embargo, las oscilaciones presentes en el SNR tienen una relación con la multitrayectoria de la fase de la portadora, este enlace o vínculo se manifiesta cuando el SNR se calcula a partir de las acumulaciones del bucle de seguimiento y, luego, la observación medida está directamente relacionada con el error de la fase portadora debido a la multitrayectoria (Masters, Axelrad y Katzberg, 2004). Cabe mencionar que, el SNR es representado comúnmente en los archivos RINEX como la Relación entre Señal Portadora a Ruido (Carrier-to-Noise-Density ratio, por sus siglas en inglés)(C/N_0), el cual es usualmente expresado en unidades de decibel-hertz ($dB - Hz$), donde C es la relación de la potencia de la señal portadora y N_0 es la potencia del ruido por unidad de ancho de banda (Joseph, 2010).

Actualmente, existen distintos conceptos sobre reflectometría GNSS para determinar o "sensar" distintos parámetros del entorno alrededor de la antena, tales como profundidad de la nieve, humedad en el suelo e incluso la densidad de la vegetación (Larson y Small, 2014). Sin embargo, específicamente para aplicaciones sobre el nivel del mar, se pueden encontrar en la literatura tres metodologías de procesamiento de datos GNSS para el propósito mencionado. El primer concepto o técnica de reflectometría GNSS para la determinación del nivel del mar fue implementado por Soulat et al. (2004) y posteriormente retomado por Löfgren, Haas y Johansson (2010). En términos generales, esta técnica se basa en el análisis por retardo de fase, cuyo fundamento teórico fue descrito a mayor detalle en la *Sección 2.4.3*. Sintetizando esta técnica, la diferencia de fase entre la multitrayectoria y la señal directa es directamente proporcional a la altura del nivel del

mar, sin embargo, esta técnica requiere de hardware adicional para su implementación, es decir, dos antenas GNSS. La segunda técnica, se basa en el análisis por SNR (Larson, Löfgren y Haas, 2013), el cual fue descrito en la *Sección* 2.4.4.

En esta técnica, se analiza el SNR mediante un análisis espectral de la señal para extraer u obtener la altura reflectora, es decir, el nivel del mar. A diferencia de la técnica anterior, el análisis por SNR requiere de solo una antena o receptor, lo que la vuelve desde el punto de vista técnico más fácil de implementar que la anterior. La tercer y ultima técnica de reflectometría también se basa en el análisis por SNR y es una variación de la segunda técnica. Esta técnica es denominada *Forward and Inverse Modeling* (Modelado Directo e Inverso por su traducción al español), la cual fue propuesta y desarrollada por Nievinski y Larson (2014b). Posteriormente, esta técnica ha sido utilizada y validada satisfactoriamente para determinar la profundidad de la nieve (Nievinski y Larson, 2014c; Tabibi, Geremia Nievinski y Van Dam, 2017) y la variación del nivel del mar (Strandberg, Hobiger y Haas, 2016). Con base en la cita anterior, la técnica por *Inversión* tiene la mayor ventaja sobre las otras dos en términos de precisión al momento de comparar o validar la técnica frente a un mareógrafo. Por lo tanto, con base en este fundamento, y con el objetivo de obtener las mediciones más precisas posibles, se seleccionó y utilizó la técnica de *Inversión* para determinar el nivel de mar mediante reflectometría GNSS.

En términos generales, la *inversión* consta de tres fases o etapas principales, la primera es la implementación de un modelo directo (Forward Model) cuyo objetivo es simular la interacción o respuesta de la señal directa incidente con respecto a la superficie alrededor de la antena. La segunda etapa consiste en la *Parametrización de las Incógnitas* (Parameterization of Unknowns), llamado así debido a que existen diversos parámetros físicos que interactúan con la multitrayectoria antes de llegar a la antena tales como (propiedades geométricas y dieléctricas del suelo, composición de la superficie, patrones de ganancia de la antena, entre otros.) los cuales deben ser tomados en cuenta ya que pueden inducir ruido a las mediciones. Los efectos que inducen estos parámetros o incógnitas a la señal son conocidos parcialmente y se encuentran linealmente correlacionados, esto permite establecer sus valores óptimos o de mejor estimación. La ultima fase consiste en la implementación de un modelo inverso (Inverse Model), este modelo estadístico emplea internamente las simulaciones del modelo directo asumiendo ningún error. Finalmente, el objetivo es obtener correcciones para los parámetros responsables de los residuales de la observación en un tiempo dado calculando la diferencias entre los SNR simulados contra los observados. En este trabajo de investigación se describirán solo los procedimientos y ecuaciones principales de la inversión, para una revisión matemática más extensa, el lector debe dirigirse a Nievinski y Larson (2014b) y Strandberg, Hobiger y Haas (2016).

3.3.1. Modelado Directo

En este modelo, las observaciones SNR son representadas como $SNR = P_s/P_n$, donde P_n es la intensidad de ruido el cual es considerado como una constante y P_s es la potencia de la señal compuesta descrita como (Nievinski y Larson, 2014b):

$$P_S = P_S^I + P_S^C \quad (3.12)$$

Donde P_S^I es la suma de las potencias directas y reflejadas $P_S^I = P_d^I + P_r^I$, mientras que P_S^C es la suma compleja de los voltajes promedios de la señal directa y la multitrayectoria $P_S^C = |V_d + V_r|^2$. Así mismo, el SNR se encuentra en función de sus respectivas fases interferométricas $\phi_i = \phi_r + \phi_d$, donde ϕ_r es la fase de la señal reflejada y ϕ_d es la fase de la señal directa. Por lo tanto, el modelo SNR puede dividirse en dos componentes con y sin tendencia de interferencia ($SNR = tSNR + dSNR$) como se muestran en las ecuaciones siguientes (Nievinski y Larson, 2014a):

$$tSNR = (P_d + P_r + P_r^I)P_n^{-1} \quad (3.13)$$

$$dSNR = 2\sqrt{P_d}\sqrt{P_r}P_n^{-1} \cdot \cos\phi_i \quad (3.14)$$

Así mismo, la intensidad o poder de la línea de visión de la señal directa es formulada como (Nievinski y Larson, 2014a):

$$P_d = P_d^R \cdot G_d^R \quad (3.15)$$

Donde P_d^R es la componente de intensidad de la señal RHCP (*Sección 2.4.1*) y G_d^R es el valor correspondiente al evaluar el patrón de la antena en la dirección del satélite y en la polarización RHCP. El primer componente de la intensidad de la señal reflejada (P_r) se encuentra definida por la intensidad isotrópica de la señal directa incidente P_d^R y finaliza con un factor de atenuación en términos de intensidad S^2 , por lo tanto es formulada de la siguiente forma (Nievinski y Larson, 2014a):

$$P_r = P_d^R |X|^2 S^2 \quad (3.16)$$

Donde S^2 se define como $S^2 = \exp(-k^2 s^2 \cos^2 \theta)$, θ es el ángulo de incidencia con respecto a la normal de la superficie, k como $k = 2\pi/\lambda$, donde λ es la longitud de onda de la observación o señal GPS. El componente X es la suma de los coeficientes de reflexión de la antena y/o superficie para las polarizaciones RHCP y LHCP respectivamente, denotado como $X = X^R + X^L$, donde $X^R = R^S \sqrt{G_r^R} \exp(i\Phi_r^R)$ y $X^L = R^X \sqrt{G_r^L} \exp(i\Phi_r^L)$ respectivamente, donde G y Φ son la intensidad de ganancia y fase de la antena. Así mismo, R^S y R^X es la respuesta de la superficie representadas como variables complejas de la Zona de Reflectancia para polarización cruzada y del mismo sentido.

Finalmente, el modelado directo expandido o basado en información *a priori* se encuentra formulado con base en (Nievinski y Larson, 2014a) como:

$$SNR = P_d(1 + P_i + 2\sqrt{P_i} \cos\phi_i)/P_n + P_S^I/P_n \quad (3.17)$$

Donde la fase (ϕ_i) e intensidad (P_i) interferométrica se definen como (Nievinski y Larson, 2014a):

$$\phi_i = \phi_X + 4\pi\lambda^{-1}H_A \sin(e) - \phi_d^R \quad (3.18)$$

$$P_i = |XS|^2/G_d^R \quad (3.19)$$

Donde H_A en la ecuación de fase interferométrica es la altura de la señal reflejada *a priori*.

3.3.2. Parametrización de Incógnitas

Debido a la naturaleza del modelo directo, existen errores inducidos por los parámetros físicos tales como la rugosidad de la superficie, la permitividad o la altura reflectora entre otros. Para minimizar los efectos de estos errores, la inversión mantiene estos parámetros fijos a sus valores óptimos *a priori* y se estiman *bias* en conjunto debido a que son linealmente dependientes y no es posible estimar correcciones por separado para cada una. Por consiguiente, el parámetro de intensidad de ruido P_n es actualizado para considerar estos *bias* como P_n/K , el nuevo *bias* de intensidad de ruido K debe ser de valor positivo ya que la optimización se realiza sobre número reales y es expresado en términos de decibeles. Por lo tanto, este *bias* es expandido como un polinomio en términos de seno del ángulo de elevación como se muestra a continuación (Nievinski y Larson, 2014a):

$$K_{dB} = \sum_{j=0,1,\dots} K_{dB}^{(j)} \sin^j(e) = K_{dB}^{(0)} + K_{dB}^{(1)} \sin(e) + K_{dB}^{(2)} \sin^2(e) + \dots \quad (3.20)$$

Así mismo, un parámetro nuevo es introducido en el modelo como una variable compleja denotada como $B = |B| \exp(i\phi_B)$, el cual es un *bias* que depende del ángulo de elevación cuya función es corregir las imperfecciones en el modelo de la reflexión. Por lo tanto, los parámetros de intensidad de reflexión y fase interferométrica son actualizados como $P_r/|B|^2$ y $\phi_i - \phi_B$, respectivamente. Así mismo, similarmente al *bias* K es necesario desarrollar polinomios en función del seno del ángulo de elevación para los *bias* de intensidad de reflexión y fase de reflexión. No obstante, los primeros dos coeficientes de la intensidad de fase son necesarios, ya que el primer término constante $\phi_B^{(0)} = \varphi_B$ es un cambio de fase que lleva consigo los errores en el patrón de fase de la antena. El segundo término es un coeficiente de fase lineal $\phi_B^{(1)}$ el cual es considerado como la altura de la señal reflejada equivalente para una superficie horizontal de la forma (Nievinski y Larson, 2014a):

$$H_B = \phi_B^{(1)} \lambda / 4\pi \quad (3.21)$$

Por lo tanto, considerando estos nuevos *bias*, es posible agregarlos al modelo SNR con base en (Nievinski y Larson, 2014a):

$$SNR = (1 + P_i + 2\sqrt{P_i} \cdot \cos(\phi_i)) P_d K / P_n + P_S^I / P_n \quad (3.22)$$

Donde la intensidad interferométrica (P_i) se describe como $P_i = |XS/B|^2/G_d^R$ y su respectiva fase como $\phi_i = \phi_X + 4\pi\lambda^{-1}H \cdot \sin(e) - \varphi_B - \phi_B^\wedge - \Phi_d^R$. Por consiguiente, la altura total reflectora (H) se encuentra conformada por la diferencia

entre el valor *a priori* previo y el bias correspondiente a las incógnitas como se muestra en la ecuación siguiente (Nievinski y Larson, 2014a).

$$H = H_A - H_B \quad (3.23)$$

3.3.3. Modelado Inverso

El proceso de inversión emplea un modelo estadístico riguroso cuyo principal objetivo es obtener correcciones a los parámetros mencionados en la *Sección* 3.3.2 basándose en los residuales calculados por las observaciones, cabe mencionar que, para ello, el modelado inverso emplea internamente el modelado directo.

La inversión emplea dos modelos estadísticos principales, el primero de ellos es llamado *modelo funcional*, el cual implementa una matriz *Jacobiana* siendo el principal componente de la inversión, esta matriz contrasta la sensibilidad de las observaciones simuladas ($f(x)$) obtenidas por el modelado directo y las mediciones SNR (Y) denotada como (Nievinski y Larson, 2014a):

$$J(i, j) = \partial Y_i / \partial X_j \quad (3.24)$$

Donde X es el vector de valores preliminares correspondientes a los parámetros incógnitas (H_B, φ_B, B, K) donde la derivada parcial ∂ se define elemento por elemento. Empleando este modelo estadístico, es posible observar que si las observaciones SNR formaran un senoide perfecto, los dos parámetros de sensibilidad con respecto a la altura reflectora y la cambio de fase deberían ser copias reflejadas de si mismas coincidiendo en el punto central del ángulo de elevación, así mismo, entre más corta sea la trayectoria del satélite, más difícil se vuelve distinguir los efectos en la altura reflectora y cambio de fase (Nievinski y Larson, 2014a).

El segundo modelo estadístico es llamado *modelo estocástico*, el cual utiliza una matriz de covarianza (C_y) cuyo objetivo es transformar la varianza homogénea de los residuales en datos de varianza heterogénea para establecer un rango de incertidumbre y una correlación entre los residuales (y). Para ello, es utilizado el método delta cuya ecuación se muestra a continuación (Nievinski y Larson, 2014a):

$$\sigma_{yi}^2 = \sigma_{yidB}^2 (\partial Y_i / \partial Y_{idB})^2 \quad (3.25)$$

Donde ∂Y_{idB} es la varianza residual homogénea en unidades de decibels. Por consiguiente, es necesario escalar las varianzas en proporción a la transformación de decibel a intensidad de la forma (Nievinski y Larson, 2014a):

$$\frac{\partial Y_i}{\partial Y_{idB}} = SNR_i \cdot \ln(10)/10 \quad (3.26)$$

Donde la observación $SNR = 10^{SNR_{idB}/10}$. Posteriormente, es necesario formar una matriz de covarianza diagonal de función de los residuales ($\sum_y$) dado un vector de las varianzas transformadas sobre cada n th dirección del satélite de la forma $\sum_y = [\sigma_{y1}^2, \sigma_{y2}^2, \dots]^T$. Estas transformaciones de datos son necesarias

para hacer que las observaciones se ajusten conforme a las suposiciones del método estadístico. Finalmente, con el objetivo de omitir las correlaciones, el modelo diezma las muestras regularmente espaciadas en función del seno del ángulo de elevación $\sin(e)$. Esto es considerando para aquellos casos donde las mediciones son espaciadas regularmente en el tiempo, con el objetivo de obtener un muestreo más disperso y denso cercas del horizonte y el cenit, debido a que los satélites en su trayectoria por el cielo visible parecen inmovilizarse por un corto periodo de tiempo en su punto máximo.

3.4. Ajuste de la Altura Reflectora

Con el objetivo de mejorar los resultados obtenidos por las observaciones del nivel del mar a través del GPS y el altímetro, fue necesario aplicar un procesamiento adicional para ambas tecnologías. Para el caso del GPS, es posible aplicar esta corrección a través de una metodología adicional la cual fue propuesta por primera vez por Larson, Löfgren y Haas (2013). En este estudio, los autores concluyeron que cuando el rango de la marea de una zona costera determinada presenta altas variaciones en términos de nivel del agua mayores a 7 m, comúnmente en periodos de 24 horas, generalmente el modelo matemático (ver Sección 2.4.4) para una superficie plana estacionaria empleado para extraer el nivel del mar (*Height bias*) del SNR ya no satisface la solución. Por lo tanto, es necesario aplicar en un termino de corrección dependiente del tiempo. Finalmente, para una superficie reflectante en movimiento a lo largo del tiempo se obtiene (Larson, Ray y Williams, 2017):

$$\dot{H} \frac{\tan e}{\dot{e}} \quad (3.27)$$

donde $\dot{H}$ es la derivada del tiempo de la altura reflectora y $\dot{e}$ es la derivada del tiempo del ángulo de elevación del satélite. Primero, es necesario calcular iterativamente los dos términos desconocidos de la Ecuación 3.27, las cuales son H y e asumiendo una superficie plana constante. Posteriormente, una vez que se obtienen los términos de corrección del *Height bias*, es posible eliminar la nueva observación de la serie de tiempo original con el fin de obtener las observaciones finales del nivel del mar, al cuales en teoría, deberían de ser más precisas. Además, este método no tiene un efecto negativo si se aplica en rangos de mareas bajas (menor a 7 m).

3.5. Prueba Van de Castele

Esta prueba o test estadístico fue propuesta por primera vez por Charles Van de Castele (1903 - 1977[†]) en la década de los 60's. Así mismo, a partir de 1985 la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC por sus siglas en inglés) recomienda aplicar esta prueba para evaluar el rendimiento de nuevos mareógrafos así como de cualquier técnica de medición del nivel del mar (con excepción de mareógrafos que incluyan sistemas mecánicos). El objetivo de esta prueba consiste en evaluar de una forma más cualitativa el rendimiento de un sistema de

medición (por ejemplo, un mareógrafo) representando de manera gráfica (densidad de mediciones en dos dimensiones) los errores sistemáticos que este pudiese poseer (Miguez, Testut y Woppelmann, 2008).

La prueba consiste en tomar mediciones simultáneas del nivel del mar con dos mareógrafos sobre un ciclo completo de la marea, donde uno de ellos debe de ser el mareógrafo el cual será sometido a prueba (H') y el otro será el mareógrafo de referencia (H) (cuyo funcionamiento y precisión en sus mediciones ya ha sido validado con anterioridad). Por consiguiente, en el eje Y del diagrama estarán las mediciones del mareógrafo de referencia H , mientras que el eje X estará definido por el error o diferencia en las mediciones (ΔH). Con base en Miguez, Testut y Woppelmann (2008), este error se encuentra definido por la siguiente ecuación:

$$\Delta H = H - H' \quad (3.28)$$

Donde para el caso ideal donde no exista algún error en las mediciones ($\Delta H = 0$), el diagrama estará conformado por una línea vertical centrada en cero en el eje X . Por lo tanto, la forma del diagrama permite identificar de forma visual e inmediata errores sistemáticos en las mediciones, así como la magnitud del error esperado en las mediciones del nivel del mar. Con base en Miguez, Testut y Woppelmann (2008), cinco tipos o casos principales de errores sistemáticos y sus respectivas formas pueden ser identificados.

El primer caso se presenta al encontrar una desviación de los datos hacia ambos sentidos del eje central cero, donde las mediciones parecen tomar una tendencia diagonal atravesando dicho eje. Esta forma se presenta cuando existe un error o diferencia de escala en los datos, es decir, cuando los dos mareógrafos se encuentran midiendo rangos de mareas distintos. El segundo caso se presenta cuando la figura tiende a formar una circunferencia alrededor del eje central, este error se debe a un cambio en el tiempo en los relojes de ambos instrumentos. El tercer tipo de error se presenta cuando se detectan oscilaciones periódicas en las mediciones, dando lugar a un mal funcionamiento de alguno de los sensores, el diagrama tiende a estar recargado en su zona central hacia alguno de ambos lados del eje central. El cuarto tipo de error se presenta cuando uno de los instrumentos tiene bajo rendimiento al medir sobre mareas bajas, en este caso la forma tiende desviarse solo en uno de los dos sentidos del eje central. Finalmente, el último tipo de error se presenta cuando alguno de los instrumentos cuenta con una instalación deficiente, dando lugar a una variación aleatoria en ambos sentidos del eje central del diagrama.

3.6. Altimetría por Radar de Apertura Sintética

Actualmente existen dos tecnologías distintas en los sensores abordo de los satélites para fines de altimetría. La tecnología base o principal es denominada como *Altimetría Convencional*, este tipo de altimetría se encuentra presente desde las primeras misiones satelitales (SkyLab S193) hasta algunas de las más modernas (Jason-2, Poseidon 3, etc.). El otro tipo de tecnología es conocida como *Delay-Doppler* o más comúnmente como *Synthetic Aperture Radar* (SAR), el cual se encuentra disponibles en misiones como Sentinel-3A y Sentinel-3B.

En el método convencional (*Figura 3.7 A,C*), el sensor utiliza los retrasos del eco que se encuentran dentro del pulso limitado del área de sensado (*footprint*) para estimar el rango mínimo del radar (Raney, 1998), fuera de esta área limitada, el eco de cada dispersor aparece con un retraso mayor. Por lo tanto, solo una porción del área de sensado puede ser utilizada para la estimación de la altura del nivel del mar. Por otro lado, se encuentra el método Delay-Doppler (*Figura 3.7 B,D*), cuya principal ventaja es utilizar todo el área de sensado haciendo uso más eficiente de la energía radiada por el satélite que el método tradicional. La altimetría mediante SAR procesa los datos adquiridos por el satélite de tal forma como si fuesen adquiridos por una antena de apertura sintética. Por lo tanto, este tipo de procesamiento de seguimiento aumenta la resolución a lo largo de cada barrido.

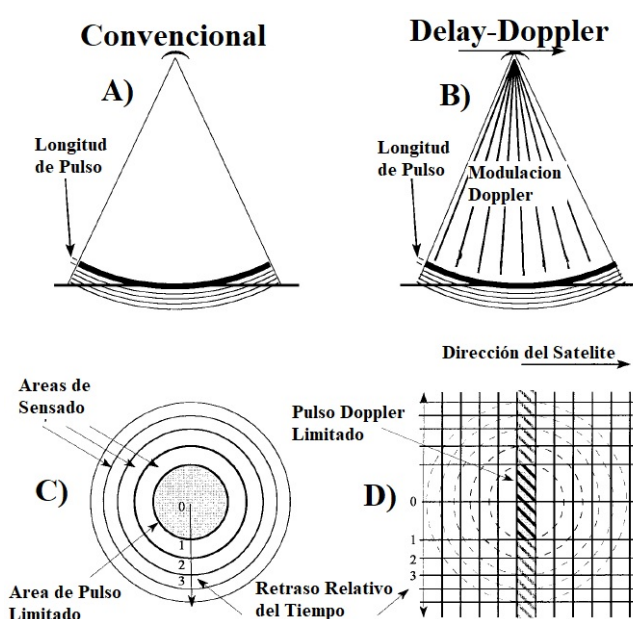


Figura 3.7: Comparación visual entre altimetría convencional y por radar de apertura sintética. Vista lateral del haz de energía del satélite (A), vista lateral utilizando el método SAR (B), vistas frontales del área de sensado del método tradicional (C) y SAR (D) (Raney, 1998).

Así mismo, al utilizar la altimetría por SAR es posible obtener una resolución espacial de muestreo de 20 Hz, lo cual equivale a aproximadamente 300 metros entre cada observación, a diferencia de la técnica convencional cuya resolución de 1 Hz equivale a aproximadamente 7 Km. Esta ventaja ha permitido que la operación altimétrica en modo SAR (y sus productos derivados) tomen mayor importancia para estudios en los cambios del nivel del mar en zonas costeras.

El presente trabajo de investigación contempla dos áreas de estudio dentro de zonas costeras, por lo tanto, con el objetivo de obtener las mediciones más precisas posibles, se optó por utilizar la altimetría en modo SAR. Los productos derivados de este procesamiento se encuentran en los niveles L1-B y L2. El primer caso o nivel, es el resultado de procesar los datos procedentes del nivel más bajo (L1-A) lo cuales corresponden a la información cruda recibida por el sensor

activo del satélite, por lo tanto los productos L1-B permiten visualizar la forma de la onda basada en el modelo de Brown (*Figura 2.13*) así como el ecograma del radar para cada observación, permitiendo elegir el modelo de *retracker* necesario para el procesamiento del siguiente nivel. Finalmente, el nivel de producto L2 corresponden a los datos geofísicos, los cuales ya pueden ser interpretados para extraer los parámetros que el usuario final considere pertinentes. Estos parámetros suelen ser comúnmente la *Altura del Nivel del Mar* (SSH), *Anomalía del Nivel del Mar* (SLA), *Altura del Oleaje Marítimo* (SWH) y *Velocidad del Viento*. Además, es necesario hacer énfasis que el SLA puede representarse incluyendo o no el *Sesgo del Estado Marítimo* (SSB). Por lo tanto, con el objetivo de poder comparar las series de tiempo del mareógrafo, GPS-R y altimetría satelital, así como la disponibilidad de datos del mismo periodo y zona temporal, se optó por utilizar datos (modo SAR) de la plataforma satelital Sentinel-3A, el cual fue lanzado y puesto en operación el 16 de Febrero de 2016 por parte de la *Agencia Espacial Europea* (ESA) con fines de estudios dedicados a la oceanografía. La *Tabla 3.2* muestra el paso y ciclo satelital utilizado para la estación CN26, así como la información temporal de los datos.

Tabla 3.2: Información técnica de los datos altimétricos Sentinel-3A para el primer cuatrimestre del año 2017.

ID	Paso	Ciclo	Fecha Inicio	Fecha Término	Tipo
01	308	013	2017-01-14/15:53:38	2017-01-14/16:44:08	Descendente
02	407	013	2017-01-18/03:12:30	2017-01-18/04:02:59	Ascendente
03	308	014	2017-02-10/15:53:38	2017-02-10/16:44:08	Descendente
04	407	014	2017-02-14/03:12:29	2017-02-14/04:02:59	Ascendente
05	308	015	2017-03-09/15:53:37	2017-03-09/16:44:06	Descendente
06	407	015	2017-03-13/03:12:28	2017-03-13/04:02:58	Ascendente
07	308	016	2017-04-05/15:53:41	2017-04-05/16:44:10	Descendente
08	407	016	2017-04-09/03:12:32	2017-04-09/04:03:02	Ascendente

Los datos o información procesada en los niveles L1-b y L2 se entregan en formato *NetCDF* (network Common Data Form), el cual fue desarrollado por el programa *Unidata* perteneciente a la Corporación Universitaria de Investigación Atmosférica (UCAR). Así mismo, es un formato de archivo diseñado para respaldar datos científicos de carácter multidimensional (haciendo referencia a las variables que contiene el mismo), este formato es utilizado comúnmente en comunidades científicas enfocadas al estudio de la atmósfera terrestre, así como al comportamiento de los océanos, ya que puede almacenar distintos tipos de variables como la temperatura y presión de los océanos, altura de las olas, así como la velocidad del viento. Con base en UCAR (2019), el formato NetCDF presenta las siguientes características generales:

- Es un formato auto-descriptivo ya que incluye información sobre cada tipo de dato que contiene.

- Presenta portabilidad, ya que puede ser accesado por distintas computadoras para almacenar números enteros, caracteres y puntos flotantes.
- Es de carácter escalable, ya que se puede acceder a un pequeño subconjunto de datos a través de un conjunto mayor de manera eficiente.
- Puede ser anexable, ya que los datos pueden agregarse a un archivo netCDF correctamente estructurado sin copiar el conjunto de datos o redefinir su estructura.
- Se puede compartir, ya que un escritor y varios lectores pueden acceder simultáneamente al mismo archivo NetCDF.
- Es capaz de ser archivable, ya que existe retrocompatibilidad con versiones anteriores de NetCDF, así como compatibilidad para futuras versiones.

Finalmente, el convenio de denominación utilizado por la plataforma de procesamiento utiliza el formato **RES_INPUT_FILENAME.nc**, donde el archivo de datos de entrada del nivel L1-A es referenciado a **INPUT_FILENAME**. Así mismo, los datos SAR del ecograma del sensor son entregados (si el usuario así lo requiere) con el formato **STK_INPUT_FILENAME.nc**.

3.6.1. Plataforma de Procesamiento GPOD-SARvatore

Con el objetivo de procesar los datos de altimetría satelital aprovechando las ventajas del modo SAR, se utilizó la plataforma y/o servicio de procesamiento en línea *SAR Versatile Altimetric Toolkit for Ocean Research and Exploitation* (SARvatore) el cual tiene la capacidad de procesar datos en demanda de la misión satelital Sentinel-3, operando en la banda de radio $K_u = 13,575$ GHz con un ancho de banda de 350 MHz, así como la banda $C = 5,41$ con un ancho de banda de 320 MHz, la cual es útil para aplicar la corrección ionosférica, a través del instrumento SRAL. La plataforma procesa datos L1-A en modo SAR para obtener productos L1-B y L2 geofísicos.

El acceso de estos productos se obtiene regularmente desde la instalación de almacenamiento o base de datos *Grid-Processing On Demand* (G-POD) para su disponibilidad en su propio catálogo de datos y sean procesados en línea. El sistema GPOD cuenta con aproximadamente 600 CPUs a través de 90 nodos, así como 400 TB de almacenamiento, de los cuales se tienen almanecados alrededor de 428,937 pasos o rutas satelitales. Por consiguiente, el sistema de procesamiento utiliza la plataforma informática GPOD distribuida para entregar y/o enviar los resultados o productos del procesamiento en modo SAR. Como ya se ha mencionado anteriormente, los resultados se entregan en formato NetCDF y pueden ser compatibles con software especializados como *Basic Radar Altimetry Toolbox* (BRAT) así como otras herramientas NetCDF.

La plataforma cuenta con una interfaz gráfica de usuario, con la cual es posible seleccionar el área geográfica de interés en conjunto con la ventana temporal de interés. Después de seleccionar la configuración de procesamiento deseada y enviar al sistema el trabajo (procesamiento), es posible seguir, en tiempo real,

el estado de dicho procesamiento. El acceso a la plataforma es totalmente gratuito a través de su enlace oficial: <https://gpod.eo.esa.int/>, sin embargo, será necesario registrarse con un usuario en la plataforma *Earth Observation Single Sign-On* (EO-SSO) a través del siguiente enlace: <https://earth.esa.int/web/guest/general-registration>.

Al ingresar al sistema, será necesario definir primeramente el área de interés (*Figura 3.8*), así como parámetros adicionales (como por ejemplo una fecha exacta o bien una ventana temporal de interés) para poder realizar la consulta de los datos altimétricos disponibles.

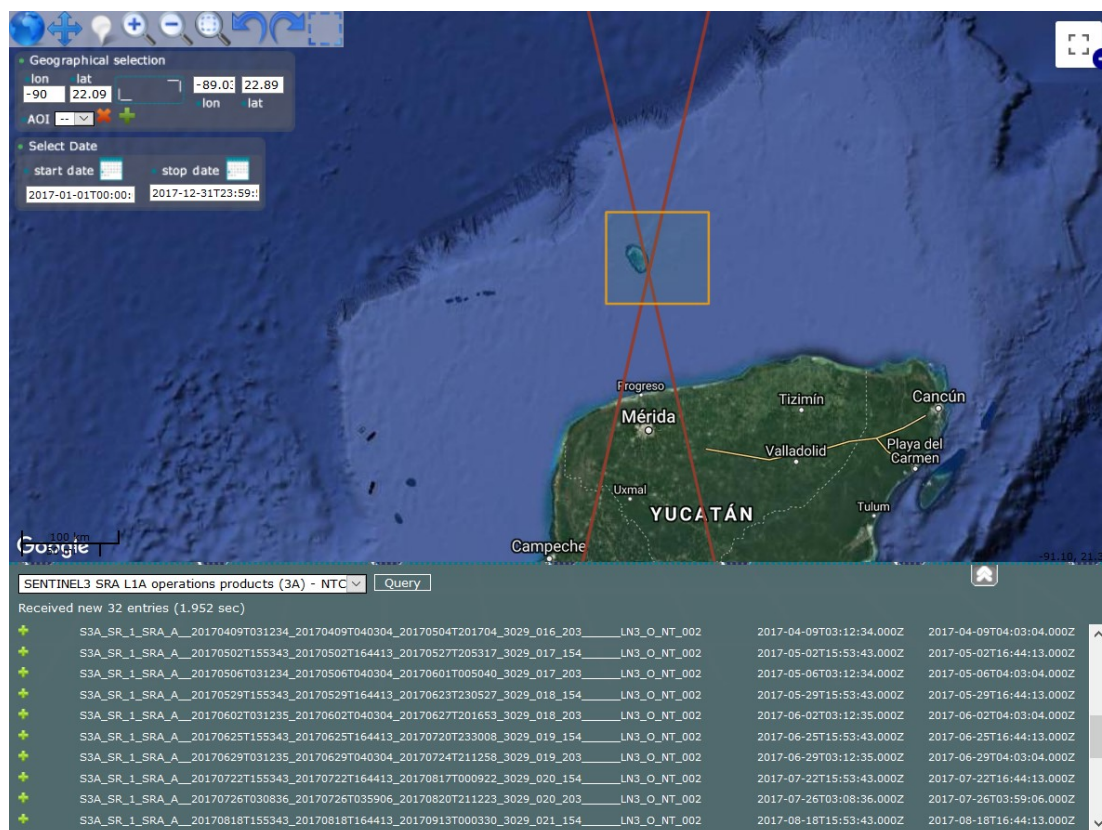


Figura 3.8: Interfaz gráfica de usuario de la plataforma GPOD. El mapa se encuentra basado en su homónimo de Google Earth. La zona mostrada corresponde al área de estudio de la estación CN26.

Una vez que el usuario haya ingresado el área de interés (AOI), ya sea indicando las coordenadas geográficas o seleccionando el AOI, así como las fechas de inicio y final del paso del satélite, se puede proceder al procesamiento de la consulta para visualizar los datos disponibles. En la zona inferior del mapa que se aprecia en la *Figura 3.8*, se listan los datos resultantes de la consulta que el usuario haya solicitado. Posteriormente, es necesario seleccionar los datos o archivos de entrada que el usuario considere pertinentes (si la consulta no fue satisfactoria, el usuario puede cambiar los parámetros en cualquier momento y volver a realizar la consulta). Una vez que los datos hayan sido seleccionados, se puede proceder a seleccionar los parámetros de procesamiento los cuales se encuentran

divididos con base en el nivel de procesamiento para los datos L1-B y L2. Al realizar la selección de estos parámetros (*Sección 3.6.2*), es posible comenzar con el procesamiento de los datos.

Además, el usuario puede monitorear el estado del trabajo a procesar en cualquier momento. Para ello, la plataforma cuenta con tres fases o estados de procesamiento: *Activo*, *Completado* y *Fallido*. En el ultimo caso (si se presenta), es posible consultar un archivo **JOB_ID.log** el cual es el registro de procesamiento, que incluye las acciones realizadas por la plataforma durante cada etapa de procesamiento.

Finalmente, una vez que el procesamiento haya concluido (esto se puede consultar en la sección *Espacio de Trabajo* (Workspace) de la plataforma), el sistema genera automáticamente un enlace de descarga de los resultados, mismo que se encuentra comprimido en un archivo **results.tgz**. Este archivo o paquete, contiene principalmente dos tipos de archivo para cada dato procesado así como un directorio o carpeta que contiene los resultados en nivel L2 en formato NetCDF. Además, si el usuario lo requiere (durante la selección de los parámetros de procesamiento) se incluye un segundo directorio con los resultados en nivel L1-B. Estos dos tipos de archivos, incluye una figura en formato *Portable Network Graphics* (PNG) que contiene el ecograma del sensor así como un esquema gráfico de la superficie sensada por dicho ecograma. Por otro lado, se incluye la ruta o paso del satélite para cada observación en formato *Keyhole Markup Language* (KML) el cual permite representar los datos geográficos en tres dimensiones y pueden ser mostrados utilizando el software *Google Earth*.

3.6.2. Metodología para el Procesamiento SAR L1-B

Con el objetivo de disminuir de forma considerable el ruido presente en la señal enviada por el satélite y obtener mediciones confiables y aptas para estudios en zonas costeras, la plataforma GPOD SARvatore cuenta con una serie de parámetros que incluyen funciones y modelos matemáticos, así como filtros digitales para obtener productos geofísicos L2 más adecuados para su posterior interpretación, mismos que se describirán a continuación.

Data Posting Rate: Con este parámetro el usuario puede decidir la resolución espacial de las observaciones, estas pueden ser a una tasa de muestreo a 20 Hz (canónica) o 80 Hz (fina). Esta ultima, es recomendable para estudios de cuerpos de agua dentro de territorio terrestre como lagos o ríos.

Hamming Weighting Window: En altimetría por SAR, se le denomina lóbulo sintético al área de cobertura del haz sintético de energía enviada por el sensor del satélite mediante pulsos de radar en secuencia (*Burst*). Las ambigüedades en los lóbulos laterales (*side-lobes*) es un fenómeno esporádico que se presenta cuando se reciben ecos o señales en el nadir del instrumento (fuera del haz o lóbulo principal) (*Figura 3.9*), generalmente estas señales inducen ruido en las observaciones, provocando que aparezcan en el ecograma señales "*fantasmas*"(Dinardo, 2013).

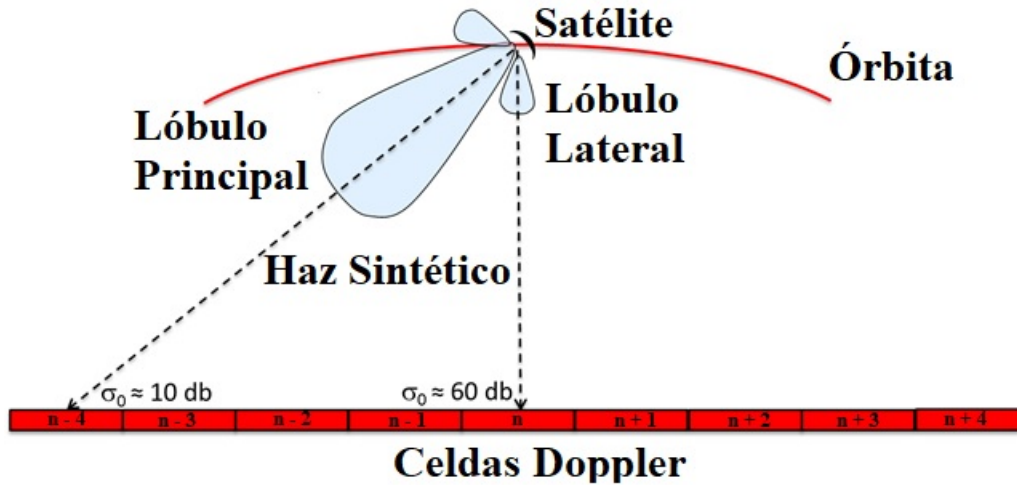


Figura 3.9: Ambigüedades en el acimut sobre superficies especulares (Dinardo, 2013).

Con el objetivo de mitigar este fenómeno, se emplea una función o ventana de *Hamming*, la cual es utilizada ampliamente en el campo de procesamiento digital de señales para suavizar discontinuidades al principio y al final de una señal muestreada. Además, esta función de ponderación debe ser aplicada antes del proceso de *Formación del Haz* (Beam Forming). Así mismo, con base en Ingle y Proakis (2011), la ecuación *Ecuación 3.29* genera los coeficientes para diseñar una ventana de Hamming:

$$w(n) = 0,54 - 0,46 \cos\left(\frac{2\pi n}{M-1}\right), \quad 0 \leq n \leq M-1 \quad (3.29)$$

Donde M es el número de puntos en la ventana de salida. Cabe mencionar que, el efecto secundario de la ponderación es degradar la resolución a lo largo de la trayectoria o paso del satélite, donde esta puede disminuir de 300 a 500 metros. Finalmente, el usuario podrá seleccionar si desea aplicar esta ponderación a cada observación, no aplicarla o bien, aplicar solo en zona costera.

Exact Beam-Forming: Cuando el satélite traza su ruta sobre la superficie terrestre, este transmite una ráfaga (*burst*) compuesta de 64 haces de energía los cuales no se encuentran espaciados de forma igual con respecto al ángulo de la antena receptora y el plano definido por la velocidad del satélite y el eje Doppler (*Figura 3.10*). Esto es debido al efecto Doppler producido por el movimiento del satélite con respecto al suelo. Por lo tanto, con el propósito de resolver este problema, es necesario sintetizar los 64 haces de energía o bien 64 pulsos desramificados en el dominio del tiempo aplicando la *Transformada Rápida de Fourier* (FFT) durante la formación del haz (Dinardo, 2013).

Por lo tanto, esta operación produce haces de energía o Doppler contiguos espaciados equitativamente en un ángulo con respecto a la antena de 3 dB

en dirección paralela a la ruta del satélite (*Along-Track*). De este modo, el ángulo de separación entre cada haz de energía se encuentra en función de la velocidad del satélite, la *Frecuencia de Repetición de Pulso* (PRF) del sensor y el número de onda de la frecuencia portadora (Dinardo, 2013). Además, se le denomina Celda Doppler a la huella o cobertura de cada haz de energía sobre la superficie sensada.

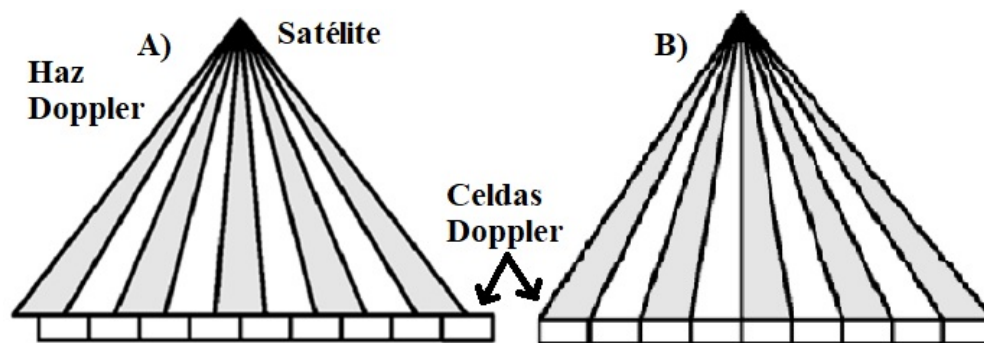


Figura 3.10: Representación visual del proceso de formación de los haces Doppler. Lado izquierdo A, ráfaga de haces antes de aplicar la FFT. Lado derecho B, haces distribuidos simétricamente sobre el eje Doppler después de aplicar la FFT (Dinardo, 2013).

Finalmente, el usuario dispondrá de dos modalidades para este proceso, la primera de ellas es denominada *Aproximada* en donde todos los haces de energía estarán dirigidos en un mismo ángulo. Es recomendable aplicar esta modalidad cuando se está trabajando con superficies ondulatorias suaves, como por ejemplo los océanos o mares. La segunda modalidad es denominada *Exacta*, aquí los haces de energía estarán dirigidos en un ángulo distinto o individuales conforme la topografía de la zona para tener proyecciones espaciadas uniformemente en la superficie. Por lo tanto, se recomienda aplicar esta modalidad en caso de trabajar con superficies con características topográficas altamente variables.

Zero-Padding: Se le denomina *Compresión de Rango* a la técnica que permite establecer un rango de corte en el conjunto de datos de la señal que genera el ecograma (*Stack*), determinando así un rango de compresión en la forma de la onda de cada haz Doppler. Esto es implementado a través de una FFT en la dirección del rango (*Delay*) del stack (Dinardo, 2013). Por lo tanto, con el fin de evitar el alias de la señal que ocurre normalmente debido a la duplicación del ancho de banda cuando la ley cuadrática detecta la señal en sí (antes de la compresión del rango) las formas de onda Doppler pueden rellenarse con ceros (*Zero-Padding*), duplicando así su extensión sobre-muestreando la señal comprimida de rango por un factor de dos (Figura 3.11).

Finalmente, el usuario podrá decidir a través de dos opciones si aplicar o no aplicar esta etapa o proceso.

Radar Receiving Window Size: A través de este parámetro el usuario podrá seleccionar el tamaño de la ventana de recepción o muestreo del radar. Por

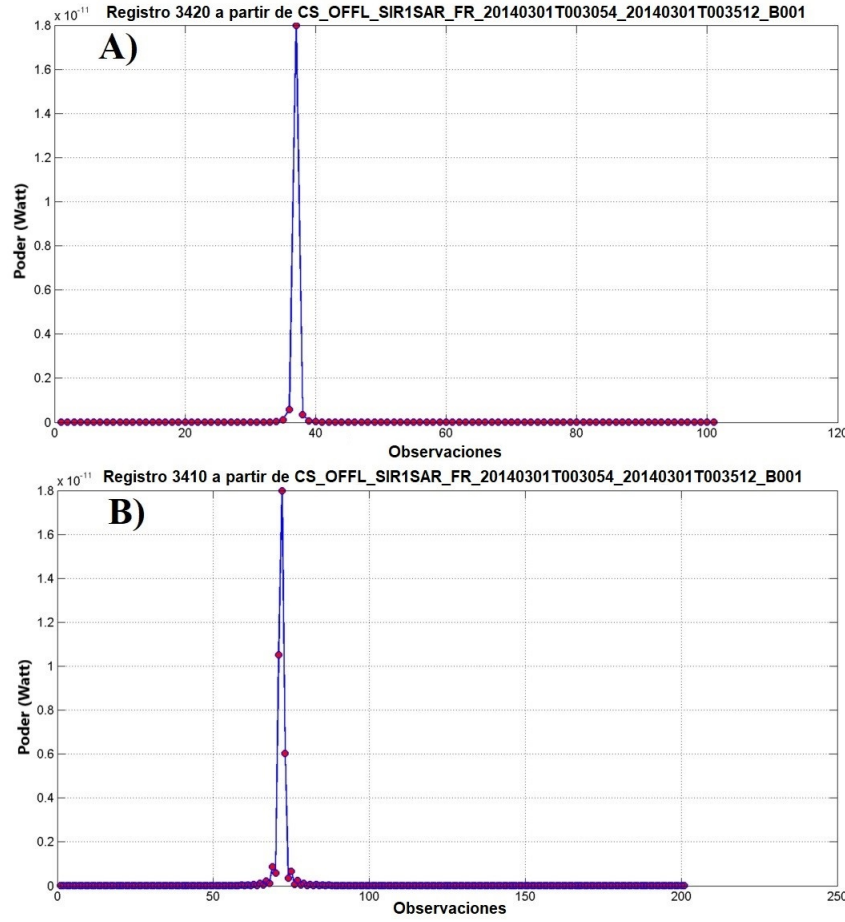


Figura 3.11: Poder o intensidad de la onda en Watts con respecto al rango de observaciones (eje X). A) antes de aplicar el Zero-Padding y B) después de aplicarlo. Es posible apreciar el incremento en la densidad de las observaciones por el efecto del muestreo doble. (Dinardo, 2013).

default, el número de intervalos es de 128, la cual es recomendable para estudios en territorio oceánico. Por consiguiente, es posible seleccionar una cantidad de intervalos mayor, es decir, se utiliza un factor de extensión por dos, tres y cuatro. Por lo tanto, el producto para una ventana extendida es descrito mediante la *Ecuación* 3.30:

$$E_F = 128 \times N \quad (3.30)$$

Donde N es el factor por el cual se multiplicará el valor estándar de la ventana. Finalmente, un factor $N = 2$ es recomendable para estudios sobre zonas costeras, así como un $N > 2$ es recomendable para estudios sobre cuerpos de agua sobre territorios terrestres.

Antenna Pattern Compensation: Con base en Laskowski, Bordoni y Younis (2011), los sistemas que integran el modo SAR carecen de la capacidad de proporcionar una alta resolución geométrica. Sin embargo, al mismo tiempo

ofrecen una cobertura amplia debido al uso de una sola antena receptora a través de la Frecuencia de Repetición de Pulso (PRF). Así mismo, utilizando un PRF más bajo incrementa la imagen de muestreo, pero degrada la resolución acimutal.

Este problema puede ser evitado utilizando múltiples receptores alineados a lo largo de la trayectoria y combinar sus señales en un solo canal con un PRF equivalente más alto. Por lo tanto, el proceso de compensación de la antena consiste en reconstruir los datos multiplicándolos por tres parámetros principales: La fase conjugada de la antena (*Phase Compensation*), la función compleja conjugada de la antena (*Matched Compensation*) o se divide a través de la función de antena (*Inverse Compensation*). De este modo, este tipo de compensación se denomina enfoque independiente, ya que puede verse como una operación separada en la secuencia de procesamiento. Para una revisión matemática profunda, el lector debe dirigirse a Laskowski, Bordoni y Younis (2011). Finalmente, el usuario podrá decidir si aplicar o no esta compensación en los datos del ecograma antes de la etapa del *Multi-Looking*.

Dump SAR Stack Data in Output: Con este parámetro se le otorga la libertad al usuario de decidir si anexar en los resultados los datos para generar el ecograma del radar, ya sea solo con su Intensidad o Poder, o bien con la fase del mismo. La plataforma de procesamiento recomienda activar solo esta opción al procesar una cantidad de datos relativamente bajos (menor a un año o cobertura pequeña) ya que estos datos ocupan una cantidad de espacio de archivo relativamente alto. De otro modo, existe la posibilidad de solicitar al equipo a cargo de la plataforma un procesamiento un procesamiento independiente (*Offline*) en caso de que se requiera un procesamiento masivo de datos con resultados mayores a 4 GB.

Restrict the re-tracking on Specific Surfaces: Como ya se ha mencionado anteriormente, se le denomina *re-tracking* al algoritmo o modelo matemático que se encarga de extraer los parámetros geofísicos de la forma de onda (*waveform*) de la señal generada por el sensor satelital. Existen distintos tipos de *re-tracking* desarrollados a través de los años por distintos científicos, donde han sido clasificados en dos grupos, con base en su naturaleza empírica o bien, fundamentada matemáticamente (Xi-Yu, Florence y Cazenave, 2018). Aplicar o restringir este *re-tracking* en áreas de interés (como en zonas costeras) conlleva a disminuir el costo computacional del procesamiento de los datos. Por lo tanto, la plataforma otorga al usuario tres opciones: aplicar el *re-tracking* solo donde se detecte mar abierto (océano), áreas con agua (zonas costeras) o todo el conjunto de datos.

PTR Width Alpha Parameter: El modelo de Brown (en el cual se basa la derivación de la forma de onda de la señal recibida por el sensor en altimetría) asume que la superficie del mar es un conductor perfecto con características similares a un espejo rugoso, el cual se refleja solo en puntos especulares, es decir, aquellos puntos donde el haz del radar se refleja directamente de regreso al satélite. Tanto en la altimetría convencional como en SAR, la potencia o intensidad media de la señal basada en este modelo se puede expresar

como la convolución de tres términos: *Flat Surface Impulse Response* (FSIR) en terminos de tiempo-frecuencia del radar, *Point Target Response* (PTR) y la Función de Densidad Probabilística de los puntos especulares sobre la superficie del mar (Halimi et al., 2014). Bajo estos factores, es posible deducir la siguiente ecuación:

$$P_r(t) = FSIR(t) * PTR(t) * P_H(-z) \quad (3.31)$$

donde $P_H(-z)$ es la función de densidad probabilística anteriormente mencionada. Así mismo, algunos parámetros físicos de la superficie de la tierra como la elevación, rugosidad y la retrodispersión se calculan ajustando los modelos a la forma de onda del sensor, que es una estimación del *Power Spectral Density* (PSD) obtenida mediante la *Transformada Discreta de Fourier* (DFT) producidas por el *Convertidor Analógico-Digital* (ADC) del instrumento. Por lo tanto, con base en Smith (2018) el PTR es la función que caracteriza la resolución de la estimación del PSD, en donde una ventana espectral da forma al PTR (para este caso en particular, se aproxima a través de una función Gaussiana). Esta forma se encuentra dada por la **Ecuación 3.32**:

$$PTR(t) = \left(\frac{\sin\left(\frac{\pi t}{T}\right)}{\frac{\pi t}{T}} \right)^2 \quad (3.32)$$

Donde T es el tiempo para que la señal del radar llegue a la Tierra y regrese al satélite. Finalmente, el usuario dispondrá de dos alternativas para esta etapa de procesamiento: *Look-Up Table* (LUT) o Constante (Constant) con un valor $C = 0,55$ cuando se trata de una zona costera. Donde el primero se encuentra basado en la variante numérica del modelo SAMOSA y el segundo por la variante analítica (Ray et al., 2015; Dinardo et al., 2018). Cabe mencionar que, el modelo SAMOSA fue financiado por la ESA para el programa *Development of SAR Altimetry Mode Studies and Applications over Ocean, Coastal Zones and Inland Water*.

SAMOSA Model Generation: Con el objetivo de extraer los parámetros geofísicos de la forma de onda de la señal procedente de la superficie marina, la plataforma utiliza como *re-tracker* el modelo SAMOSA con sus respectivas variantes. En este trabajo, se describirá en términos generales el modelo SAMOSA, por lo tanto, para una revisión matemática más detallada, el lector debe dirigirse a (Ray et al., 2015; Dinardo et al., 2018). SAMOSA es un modelo basado en principios físicos desarrollado a partir de los principios para la altimetría SAR cercana al nadir sobre aguas de mar abierto. Este modelo se ha desarrollado de la forma más compacta posible y es completamente analítico (utilizando las Funciones de Bessel) del modelo de forma de onda SAR y del Mapa Delay-Doppler (DDM, mapa de potencia reflejada en el dominio Delay-Doppler), donde este último se evalúa utilizando los ángulos de mira exactos calculados nuevamente y almacenados en la etapa L1-B.

El modelo utiliza principalmente seis incógnitas, las cuales son: época de la forma de onda t_0 , altura de ola significativa SWH , amplitud de la forma de onda P_u , media cuadrática de la pendiente de la superficie, la oblicuidad y el ángulo(s) de desorientación. Así mismo, sus variables independientes son la *Frecuencia Doppler* y el *Retraso del Tiempo*. Actualmente, el modelo cuenta con tres variantes: la primera variante es denominada SAMOSA-3, la cual usa solo el término de orden cero del modelo, mientras que la segunda variante denominada SAMOSA-2 utiliza ambos términos (cero y de primer orden). Finalmente, una tercer variante (SAMOSA+) fue desarrollada por Dinardo et al. (2018), donde se agrega una nueva variable al modelo (mss). Por lo tanto, la *Ecuación* 3.33 determina al nuevo modelo SAMOSA+:

$$P_r^{SAR} = f_{SAMOSA}(t_0, SWH, P_U, mss) \quad (3.33)$$

Donde mss es la media cuadrática de la pendiente de la superficie. Cabe mencionar que, la única fuente que induce ruido en el modelo SAMOSA consiste en la aproximación cuadrática del PTR de radar y el patrón de potencia de la antena como funciones gaussianas. Finalmente, se utiliza un método por *inversión* para extraer del eco o la señal recibida la intensidad del mismo (la cual conlleva a los parámetros geofísicos) a través de un esquema de ajuste de curvatura no lineal basado en el método de estimación de mínimos cuadrados de Levenberg-Marquardt (LEVMMAR-LSE).

Dump RIP in Output: Como ya se ha mencionado anteriormente, cuando el sensor envía a la superficie el haz de energía en serie o ráfaga de pulsos, este haz interactúa con la superficie generando una serie de anillos o áreas circulares. Cada una de estas regiones o pulsos de retorno representa el área de sensado para la señal que retorna al satélite, denominada *Range Gate* o *Range Bin*, donde la información generada por la señal es guardada en formato matricial. La *Intensidad de Rango Integrado* o *Range Integrated Power* (RIP) es el resultado realizar un proceso de integración sobre los Range Bin (es decir, sobre las columnas de la matriz) (Frappart et al., 2019). De este modo, se obtiene una señal de una dimensión resultante por la sumatoria (en rango) de la señal recibida (Stack en dos dimensiones) o *Multi-Look*, por lo regular en intervalos de un segundo por *Stack* (*Figura* 3.12). Por otro lado, la sumatoria de estos datos a lo largo de la trayectoria genera la forma de onda a 20 Hz (solo en modo SAR).

Finalmente, el usuario dispondrá de la decisión binaria de añadir (o no) estos datos en los resultados del procesamiento.

Dump SAR Echo Waveforms in Output: En esta etapa de procesamiento, la plataforma permite al usuario decidir si agregar o no las formas de onda de la señal recibida por el altímetro. Este se agrega en el mismo campo llamado *SAR Echo Data* y permite visualizar (con el software adecuado) el eco del radar (imagen 2D) o la forma de onda (*Figura* 3.13).

Cabe mencionar que, la plataforma recomienda activar esta opción si la cantidad de datos a procesar es relativamente pequeña (2 GB). Caso contrario,

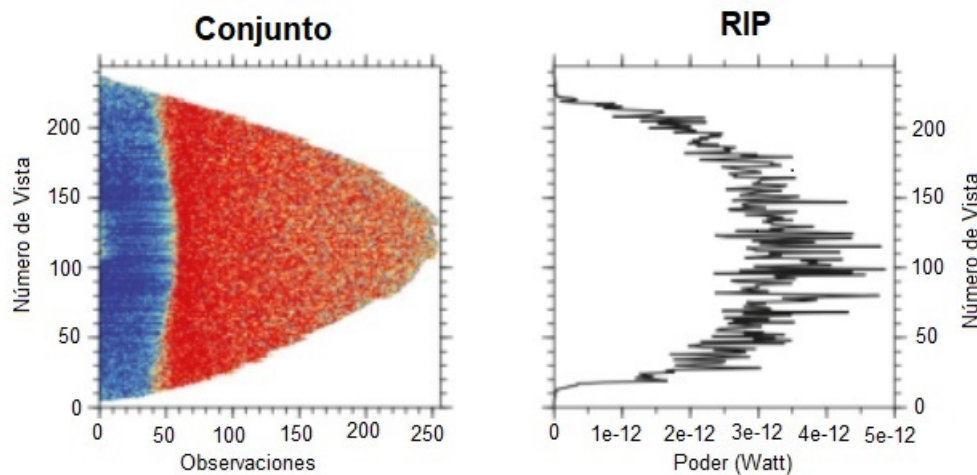


Figura 3.12: Izquierda, ejemplo gráfico de un set de datos o Stack en formato matricial. Derecha, Intensidad de Rango Integrado de la misma señal (Frappart et al., 2019).

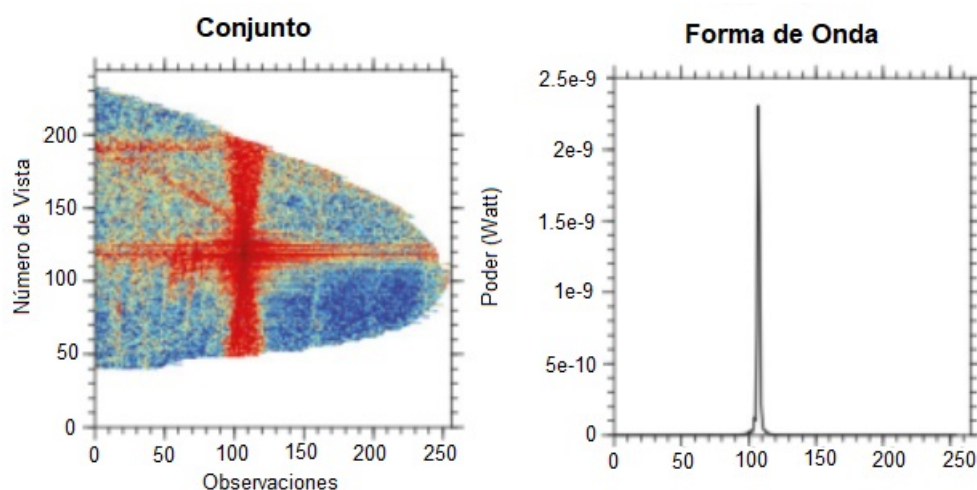


Figura 3.13: Izquierda, eco del radar (stack) recibido por el altímetro tras el paso por un río. Derecha, forma de onda (waveform) de la misma señal (Frappart et al., 2019).

es recomendable solicitar un procesamiento *Offline* ya que el paquete de resultados tendría un tamaño relativamente grande.

Single-Look or Multi-Look Model: A diferencia de la altimetría convencional (en donde el sensor solo es capaz de percibir la señal de todo el área de sensado), en el modo SAR el altímetro mide o sensa un punto en la superficie bastantes veces desde distintos ángulos (*Looking Angles*), discretizando la señal recibida en intervalos de observaciones de 300 metros (Frappart et al., 2019). Por consiguiente, las señales procedentes de cada ángulo son capturadas para generar la forma de onda (*Single-Look Waveform*) de la misma, donde cada uno de estos Single-Look procedentes de la misma superficie o

zona son almacenados en una matriz de datos. Por lo tanto, para obtener las observaciones en modo *Multi-Look* es necesario integrar los *Single-Look* de la matriz (filas) obteniendo así la forma de onda o eco SAR en función de la intensidad (*Power*) (Frappart et al., 2019). El objetivo del *Multi-Look* es mitigar una de las fuentes de ruido más comunes en estos instrumentos (ruido térmico de la señal) acumulando aspectos estadísticamente independientes de la misma medida. Sin embargo, es necesario descartar algunas formas de onda Doppler (*Looks*) de la integración o sumatoria ya que no todas son útiles en términos de reducción de ruido, por ejemplo, aquellos con ángulos Doppler mayores suelen degradar el eco del radar. Lo anterior es posible por medio de un umbral de ruido o ángulo Doppler. Además, la cantidad de *Looks* acumulados en el *Multi-Looking* puede hacerse constante independientemente de la geometría orbital si el usuario lo desea (Dinardo, 2013).

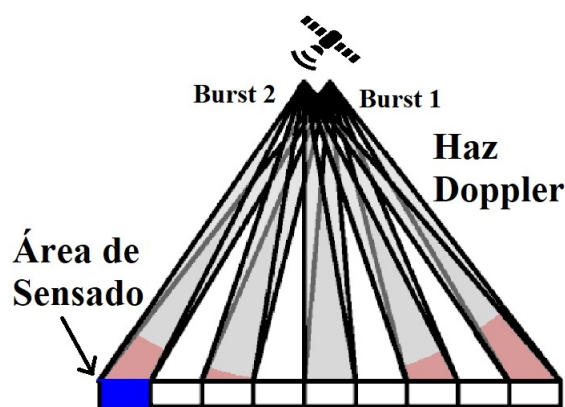


Figura 3.14: Esquema representativo del *Multi-Look*, tras el paso del satélite, dos ráfagas de haces de energía o Doppler Beams son capaces de interactuar con la misma superficie (Dinardo, 2013).

Finalmente, el usuario tendrá a disposición si desea procesar los datos usando los modelos *Single-Look* o *Multi-Look*. Donde el procesamiento basado en el *Single-Look* es recomendable para estudios sobre agua en territorio terrestre o sobre mares árticos (donde la presencia de hielo es considerable), el costo computacional de este modelo es menor comparado con el *Multi-Look*. Por otro lado, el *Multi-Look* es recomendable para zonas costeras.

Choose the Default Tide Model: Como ya se ha planteado anteriormente, con el objetivo de mitigar o disminuir fuentes de errores en las mediciones, es recomendable incluir una solución para descartar el efecto de las mareas sobre las mediciones del altímetro, sobretodo en zonas costeras, donde el impacto de las mareas es más notorio que en mar abierto. Actualmente, existen modelos mareográficos barotrópicos que permiten aplicar estas correcciones a las mediciones, estos pueden clasificarse en tres grupos distintos: *hidrodinámicos*, *empíricos* y *asimiladores* (Frappart et al., 2019).

Los modelos hidrodinámicos son diseñados resolviendo la Ecuación Mareográfica de LaPlace incluyendo datos batimétricos como una condición

de límite. Algunos ejemplos de estos modelos son HIM, OTIS-GN, STORM-TIDE, OTIS-ERB, STM-1B, HYCOM, etc.

Los modelos empíricos son diseñados extrayendo la señal mareográfica oceánica proveniente de datos satelitales altimétricos. Además, estos modelos son capaces de describir las *mareas oceánicas geocéntricas totales*, la cual incluyen el *efecto de carga oceánica*. Algunos modelos dentro de este grupo son: GOT, OSU, DTU, EOT, etc.

Los modelos por asimilación son diseñados resolviendo las ecuaciones hidrodinámicas o barotrópicas (T-UGO) usando una configuración espectral, así como datos altimétricos y de mareógrafos convencionales. Algunos modelos pertenecientes a este campo son: HAMTIDE, FES, TPXO, etc (AVISO, 2018).

La plataforma permite al usuario incluir en los resultados tres modelos. El primero de ellos denominado *Finite Element Solution* (FES), este modelo global incluye 34 constituyentes mareográficos en una malla con una resolución espacial de $1/16^\circ$ lo cual equivale a aproximadamente 7.5 Km. Así mismo, es desarrollado, actualizado y validado por las organizaciones europeas LEGOS, NOVELTIS, CLS y CNES (Carrere et al., 2016). Actualmente, cuenta con cuatro versiones: FES99, FES2004, FES2012 y FES2014b, siendo esta última la versión más nueva. El segundo y tercer modelo son denominados TPXO8-ATLAS y TPXO9-ATLAS, respectivamente. Estos modelos fueron desarrollados por la *Oregon State University* (OSU) para el programa *TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution* (TPXO). Con base en OSU (2019), los productos TPXO son una serie de modelos mareográficos globales que mejor se ajusta (en un sentido de mínimos cuadrados) a las ecuaciones de marea de Laplace incluyendo datos de altimetría, donde cada versión TPXO se basa en batimetría actualizada y asimila más datos en comparación con versiones anteriores. Los modelos TPXO, son generados a través del *OSU Tidal Inversion Software* (OTIS) cuyos métodos y ecuaciones para su respectivo cálculo se describen en Egbert y Erofeeva (2002). Cabe mencionar que los modelos TPXO poseen una resolución espacial de $1/30^\circ$ lo cual equivale a aproximadamente 13.5 Km. Esto se obtiene combinando una solución global de $1/6^\circ$ con una solución local de $1/30^\circ$ para todas las zonas costeras incluyendo aquellas pertenecientes al ártico y al antártico. Finalmente, las mareas se incorporan dentro de este modelo en tres grupos: ocho componentes armónicos primarios (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1), dos de largo período (Mf, Mm) y tres no lineales (M4, MS4, MN4) más dos adicionales para TPXO9 (OSU, 2019).

Choose the Default Mean Sea Surface Model: Actualmente, existen distintos modelos que describen la *Superficie Media del Mar* (MSS), estos han sido desarrollados gracias a los datos provenientes de misiones satelitales dedicadas a la altimetría en los últimos 25 años. Los modelos MSS se encargan de describir el estado promedio de los océanos, mientras que las anomalías con respecto a él pueden usarse para observar la variabilidad del nivel del mar y las corrientes. Así mismo, el MSS se encuentra ligado a otro parámetro

interesante denominado *Topografía Dinámica Media* (MDT), el cual es la diferencia del MSS con respecto al geoide y se atribuye principalmente a las corrientes oceánicas estables. Sin embargo, para el caso particular de las zonas costeras, la baja calidad de la señal recibida por el satélite provocando una disminución en la confiabilidad de los modelos MSS y MDT, así como las corrientes superficiales derivadas de estas zonas (Rio et al., 2018).

Similar a la etapa anterior, la plataforma permite al usuario seleccionar tres modelos MSS para incluir en el procesamiento. Los primeros dos son denominados DTU15 y DTU18, respectivamente. Ambos modelos fueron desarrollados (y se mantienen en constante actualización) por la *Denmark Technical University* (DTU). Para el caso del DTU15, este modelo representa un avance considerable con respecto a sus antecesores (DTU10 y DTU13) en términos de cobertura global (más específicamente en territorio ártico) y precisión, gracias a que se añadieron cuatro años de datos altimétricos en modo SAR provenientes de la misión Cryosat-2 (Andersen et al., 2016). Por otro lado, el modelo DTU18 presenta una mejora con respecto a su antecesor (DTU15) en términos de precisión, ya que se agregan tres años de datos de la plataforma Sentinel-3A más siete años de Cryosat-2. Así mismo, se incorpora una nueva etapa de procesamiento para la edición y/o corrección de datos utilizando el modelo mareográfico FES2014 (AVISO, 2018). Finalmente, el tercer modelo es denominado CLS-CNES15, mismo que ha sido desarrollado incorporando 20 años de datos altimétricos así como utilizando una técnica de colocación de mínimos cuadrados que proporciona una estimación del error calibrado (AVISO, 2018). Además, CLS-CNES15 se encuentra en función del elipsoide de referencia *Topex/Poseidon* (T/P), cuenta con cobertura global (80°S to 84°N) así como una resolución espacial de un minuto o 1/60°, lo cual equivale a aproximadamente 1.8 Km (AVISO, 2018). Con respecto a sus versiones anteriores (CLS-CNES11 y CLS-CNES10), el nuevo modelo presenta una mejora drástica de longitudes de onda cortas, una mejor corrección de la variabilidad oceánica, una degradación reducida del SLA en zonas costeras, reducción de errores considerables al calcular el SLA (globalmente), así como una mayor homogeneidad de precisión con respecto a sus versiones anteriores (Schaeffer et al., 2016).

Finalmente, con base en el manual de usuario de la plataforma GPOD, los datos altimétricos utilizados cuentan con algunas limitaciones. Por ejemplo, la *Corrección Ionosférica de Doble Frecuencia* (K_U/C) no se aplica al momento del procesamiento, sin embargo, el modelo JPL-GIM es proporcionado en los productos L2. De igual forma, la *Corrección Troposférica MWR* tampoco es aplicada, por lo que se agregan en los productos L2 el modelo ECMWF. Además, la solución del parámetro *Sea State Bias* (SSB) en los productos L2 se obtienen de la solución CLS 2012 Jason-2 SSB. Por otro lado, la corrección al *bias* estático es aplicado al rango y *Sigma Nought* del satélite así como a las mediciones recibidas por la antena. La altitud orbital es corregida conforme al parámetro *Time Tag Bias*. Para el caso de las mediciones a 20 Hz, no se ha aplicado una edición de los datos *a priori*. Así mismo, la relación entre el modelo de la forma de onda y los datos SAR son calculados mediante *Ecuación 3.34* (GPOD, 2019):

$$\sqrt{128^{-1} \cdot \sum R^2 \cdot 100} \quad (3.34)$$

Donde R son los residuales son la diferencia entre la potencia (*power*) de la forma de onda del modelo y la potencia de la forma de onda de los datos, normalizado para el valor máximo de la potencia de la forma de onda.

Adicionalmente, desde Febrero del 2020, el Centro Nacional de Estudios Espaciales (CNES) publicó a través de su sitio web dedicado a estudios relacionados hacia altimetría satelital denominado Archivo, validación e interpretación de datos oceanográficos por satélite (AVISO+) un nuevo producto basado en datos de la misión Sentinel 3 (tal como SARvatore) basado en el prototipo costero mejorado para la experiencia en AltiKa para costas, hidrología y hielo (Peachi). Este producto utiliza un algoritmo de retracking dedicado que consiste en clasificar hasta 13 clases diferentes las formas de onda registradas por el sensor utilizando un algoritmo de red neuronal con el fin de registrar parámetros geofísicos confiables (Valladeau et al., 2015). Este nuevo producto basado en datos de Sentinel-3 son una oportunidad para ampliar la cantidad de mediciones de altimetría satelital que pueden conducir a una serie de tiempo más densa. Finalmente, estos datos se pueden descargar libremente desde el sitio FTP oficial de AVISO+: <ftp-access.aviso.altimetry.fr>.

Capítulo 4

Resultados y Análisis

En este capítulo se mostrarán los resultados de la experimentación y metodología descrita en el *Capítulo 3* así como el respectivo análisis estadístico para cada tecnología geoespacial implementada.

4.1. Estación CN26

4.1.1. Zonas Fresnel

Como parte fundamental de la etapa de la selección de las estaciones, fue necesario calcular las zonas de reflectancias o *zonas fresnel* de las estaciones GNSS. Para este propósito se utilizó el paquete de herramientas para reflectometría GNSS desarrollado por Roesler y Larson (2018), el cual puede ser descargado de forma gratuita del siguiente link: <https://www.ngs.noaa.gov/gps-toolbox/GNSS-IR.htm>. El paquete de herramientas está conformado por un conjunto de funciones y scripts completamente compatible con *MATLAB*. Este software permite al usuario calcular y graficar las zonas fresnel de una estación GPS/GNSS en particular utilizando la metodología descrita en la *Sección 3.2*. Además de las zonas fresnel, el software es capaz de realizar las siguientes operaciones:

- Extraer el SNR y el ángulo de elevación utilizando los archivos RINEX de observación y de navegación.
- Exportar las zonas fresnel a formato **.KML** para su posterior visualización en Google Earth.
- Calcular el parámetro H_R a través del análisis espectral del SNR o el periodograma de Lomb-Scargle (LSP), utilizando el archivo generado por el primer punto.

De este modo, utilizando el paquete de herramientas a través de *MATLAB* se calcularon y graficaron las zonas de reflectancia para las dos zonas de estudio propuestas para el presente trabajo de investigación (*Figura 4.1*). Para propósitos ilustrativos, ambas zonas de reflectancia se calcularon a partir de la frecuencia GPS L_1 ($f = 1,575,42\text{MHz}$, $\lambda = 19,05\text{cm}$), así mismo, el centro de la zona representa la antena GPS. Además, ambas zonas están conformadas por ángulos de elevación de 5, 10, 15, 20 y 25 grados, así como un acimut de 0 a 360 grados, respectivamente. Con base en la *Figura 4.1*, es posible apreciar que la estación

cuenta con vista libre al mar en su lado este, el cual comprende un rango de acimut entre 50 y 130 grados. Esta condición, permitió establecer el primer filtro o mascara para la selección de las observaciones (H_R) posterior al procesamiento a través del modelado inverso. De igual forma, es posible apreciar que los elipses correspondientes a los ángulos de elevación de 5 a 20 grados cuentan con mayor contacto en el área con agua, por lo que se estableció un rango de 2 a 20 grados como segunda mascara o filtro para la selección de las observaciones.

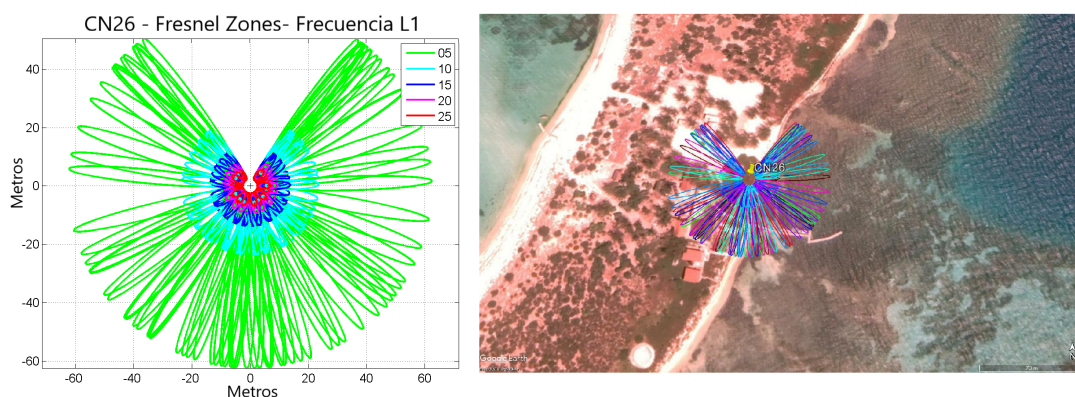


Figura 4.1: Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación CN26. Derecha, vista satelital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (Cortesía de Google Earth).

4.1.2. Ruido en la Señal SNR y SAR

Comúnmente, las señales SNR que se reflejan o interactúan con la superficie del mar antes de alcanzar o llegar al receptor presentan una forma sinusoidal conformada de seis a siete picos cuya amplitud decrece conforme se incrementa el ángulo de elevación del satélite debido a la homogeneidad del medio que la refleja, en este caso el agua del mar. Así mismo, las propiedades eléctricas de la superficie así como la permitividad relativa compleja juegan un papel importante de la forma y comportamiento de la señal. Por lo tanto, cuando la señal interactúa con una superficie o medio heterogéneo compuesto de distintos factores físicos, esta comienza a deteriorarse y cambiar forma sinusoidal presentando reflejos secundarios y franjas de interferencia que desaparecen atípicamente. Por consiguiente, basándose en esta teoría, se procedió a realizar una inspección visual en las señales SNR procedentes del mar así como sus límites que entran en contacto con la arena de la isla (*Figura 4.2*). En dicha figura, se muestran cuatro señales provenientes de distintos satélites GPS en función de su Pseudorandom Noise (*PRN*) o código satelital, día del año (*DoY*) y acimut. Así mismo, cada gráfico esta compuesto de dos señales: Señal Medida (*Azul*) y Modelada (*Rojo*). La primera, es la señal SNR real proveniente del satélite y que fue reflejada en la superficie antes de llegar al receptor. La segunda, es una señal artificial generada a partir del modelado directo (*Sección 3.3.1*), la cual pretende simular la señal SNR real pero sin fuente de error o ruido (caso ideal) y de esta manera, cuantificar

el residual o diferencia entre las dos previo a la implementación del modelado inverso para la extracción del parámetro H_R .

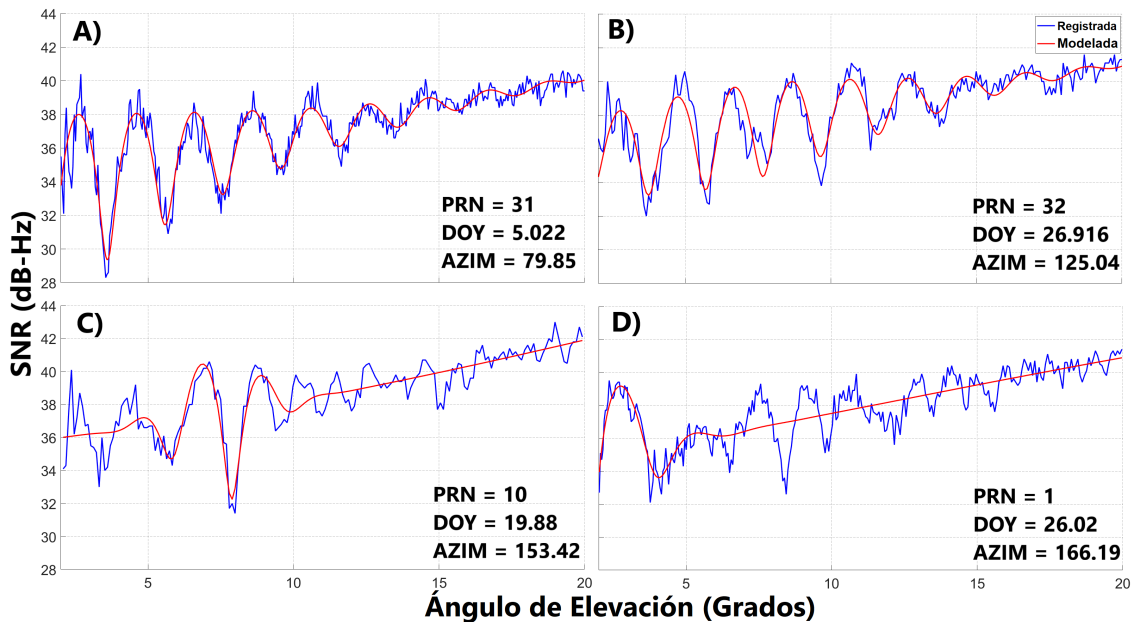


Figura 4.2: Ejemplos de señales SNR. En A y B, se presentan señales con buena calidad, presentando un senoide con siete picos. En C y D, se muestran señales con ruido o de baja calidad, las cuales provienen del lado terrestre de la isla.

Recapitulando lo mencionado con anterioridad (*Sección 3.6*), la misión de altimetría Sentinel-3A fue seleccionada debido a que la ventana temporal y la disponibilidad de datos en modo SAR corresponden al mismo período de los datos GPS y el mareógrafo. Esta misión de altimetría satelital dedicada al estudio de los océanos fue lanzada en Febrero de 2016, mientras que los primeros datos estuvieron disponibles en los próximos meses. Con base en la Agencia Espacial Europea (ESA), el instrumento o altímetro a bordo del satélite denominado SAR Radar Altimeter (SRAL) fue diseñado para usar las mediciones de rango a través de la banda K_U ($f = 13,575\text{GHz}$, $\lambda = 1,7 - 2,4\text{cm}$) con un ancho de banda de 350MHz , así para aplicar la corrección ionosférica utiliza la banda C ($f = 5,41\text{GHz}$, $\lambda = 3,75 - 7,5\text{cm}$) con un ancho de banda de 320MHz . Por lo tanto, para el año 2017, se utilizaron los ciclos 13 a 26 en un total de 27 conjuntos de datos. La trayectoria ascendente y descendente para el ciclo 13 y paso 308-407 pueden visualizarse en la *Figura 4.3*. En dicha figura, se normalizó el valor máximo o pico en la forma de onda de cada trayectoria con el objetivo de simplificar visualmente el ruido que inducen las aguas relativamente poco profundas en la señal del altímetro.

Por consiguiente, es necesario analizar las observaciones de formas de onda basadas en el modelo de Brown para identificar señales contaminadas por aguas poco profundas o tierra. Para ese propósito, se seleccionó una trayectoria ascendente debido a que una pequeña porción de esta pasa a través del arrecife que contiene pequeñas islas y aguas poco profundas (*Figura 4.3*). Por lo tanto, por

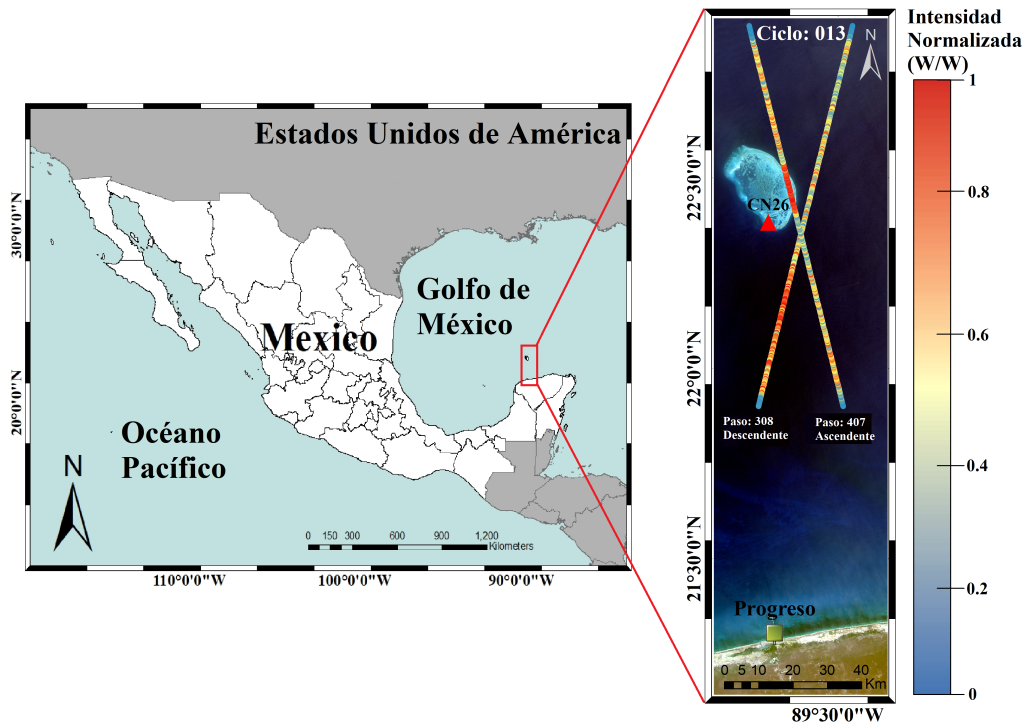


Figura 4.3: Trayectorias de la plataforma Sentinel-3A sobre el área de estudio. Por razones ilustrativas y de simplicidad, solo se muestran dos conjuntos de datos.

cada observación a lo largo de la trayectoria, se observó que las formas de onda que provienen de mar abierto tienen una amplitud de potencia menor que las que provienen de aguas poco profundas (*Figura 4.4*). Además, las formas de onda con mayor amplitud tienen un impacto relativo en la estimación del parámetro SLA, esto se puede observar en la estimación del parámetro SLA conforme avanza la latitud, más específicamente entre las latitudes 22.4 y 22.55 que corresponde al área del arrecife (*Figura 4.4*). De la misma figura, se puede apreciar en el panel superior el ecograma de radar del altímetro para una sola trayectoria. Aquí, el ecograma SAR se encuentra conformado por un arreglo de datos bidimensional, es decir, una matriz ($m \times n$). Los radares funcionan agrupando las señales recibidas o *range bins*, de este modo el lado de las filas se encuentra conformado por un conjunto de 512 pulsos u observaciones. Por el lado de las columnas, se encuentra una observación por cada 300 metros de recorrido. Por lo tanto, para el caso de la misión Sentinel-3A se obtiene una matriz de $512 \times n$ donde n es la longitud total del recorrido, para el caso del ciclo 13 paso 308, $n = 347$. En el panel central se muestran dos formas de onda en términos de amplitud de potencia, mar abierto (izquierda) y aguas poco profundas (derecha). En el panel inferior se observa el cambio de SLA sobre la latitud para el mismo recorrido. Por lo tanto, para construir una serie temporal adecuada basada en la altimetría y compararla con otras tecnologías durante un período temporal conformado por un año, se procedió a promediar las observaciones SLA a lo largo de la trayectoria para cada conjunto de datos SAR.

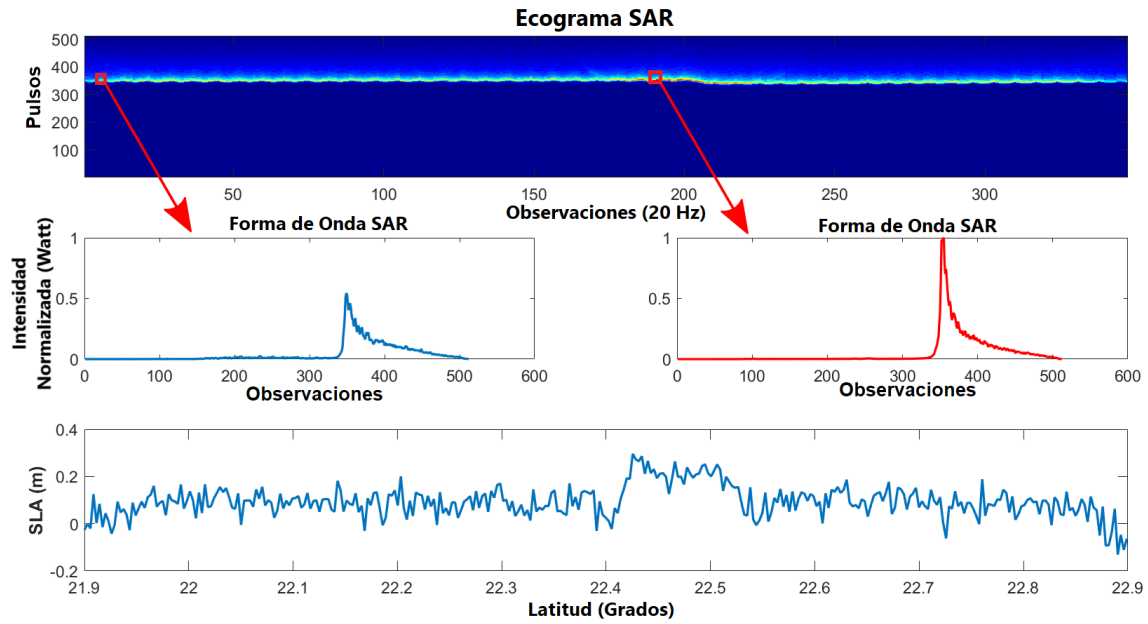


Figura 4.4: Ejemplos de formas de onda del modelo basado en Brown.

4.1.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal

Con el objetivo de comparar cualitativa y cuantitativamente las variaciones del nivel de mar entre el mareógrafo, la estación GNSS y el altímetro, es necesario transformar las mediciones absolutas de los primeros dos a observaciones SLA (debido a que las mediciones del altímetro se encuentran en términos de SLA). Lo anterior, se puede realizar extrayendo la predicción de la marea de la señal original, tanto del mareógrafo como del GNSS-R, a través de un análisis armónico de mareas.

Por lo tanto, para este propósito, se utilizó la herramienta *U_tide* desarrollada por Codiga (2011) y puede ser descargada de forma gratuita del siguiente link: <http://www.po.gso.uri.edu/~codiga/utide/utide.htm>. Cabe mencionar que, este software utiliza correcciones nodales y componentes armónicos para el análisis y predicción de la marea en función de una señal de entrada utilizando el software MATLAB. Sin embargo, previo al pos-procesamiento de este tipo, se diezmaron las mediciones del mareógrafo interpolándolas con respecto a la cantidad y época de las mediciones GNSS-R con el objetivo de procesar la misma época para las series de tiempo.

Como es posible apreciar en la Figura 4.5, la línea roja denota la señal original o de entrada de cada instrumento. La línea verde denota la predicción de la marea como resultado del análisis armónico. Finalmente, la línea azul denota la nueva señal, es decir, el SLA como resultado de la extracción de la predicción de la marea con respecto a la señal original ($SLA = T_O - T_P$). Estas nuevas señales, se encuentran preparadas para ser comparadas con el SLA resultante del procesamiento por parte de la altimetría satelital. Además, para una representación visual apta para la comunidad científica del área oceanográfica, el software

transforma la señal del nivel del mar en términos absolutos a términos relativos. Esto se realiza a través de la diferencia entre las observaciones de la señal (nivel del mar) con respecto a la media aritmética de la misma.

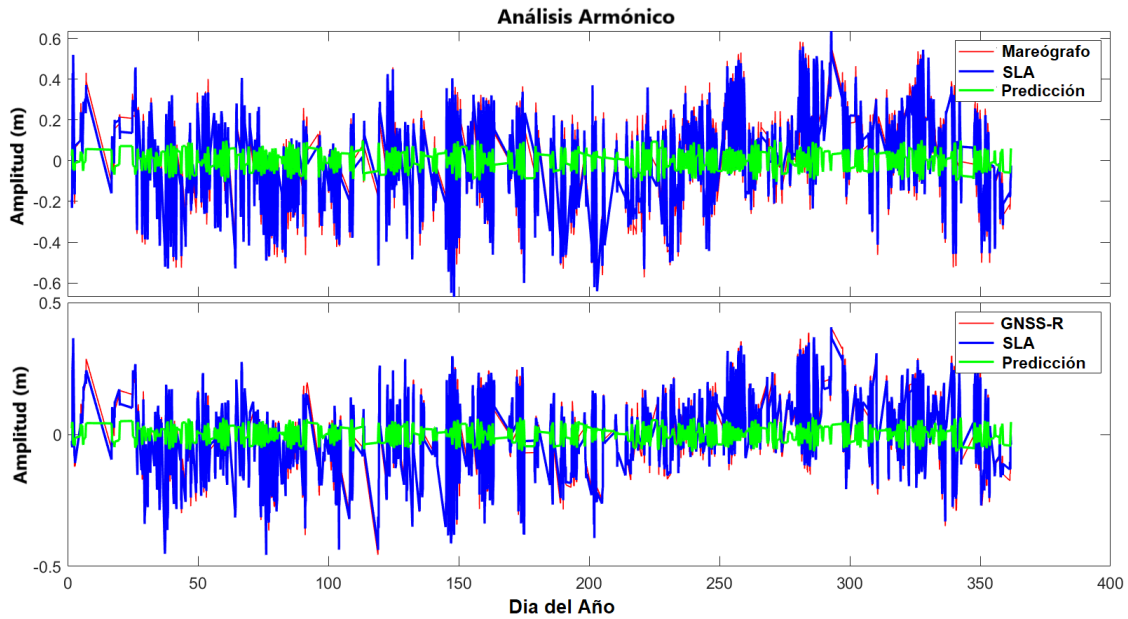


Figura 4.5: Análisis armónico y predicción de la marea para las señales del mareógrafo y el GNSS-R durante el año 2017.

Adicionalmente al análisis armónico de la marea, utilizando el software *U_tide* se calculó una serie estadística de los principales componentes de las mareas diurna, semidiurna, solar y lunar con sus respectivas frecuencias (f), amplitudes (A), fases (ϕ) y precisiones (con intervalo de confianza de 95 %). Adicionalmente, se calculó la diferencia entre la marea predecida con respecto a la original en términos de amplitud (Δ_A) y fase (Δ_ϕ), respectivamente (*Tabla 4.3*). Lo anterior, se realizó tanto para los datos del mareógrafo (*Tabla 4.1*) así como los datos del GNSS-R (*Tabla 4.2*). Estos parámetros estadísticos permiten contrastar el alcance de la técnica GNSS-R para calcular y predecir la marea con sus respectivos constituyentes locales significativos. Con base en estas tablas, es posible deducir que existe una precisión moderada en la amplitud y fase calculada a partir de la técnica GNSS-R para los componentes de las mareas (tomando como referencia los datos estadísticos del mareógrafo). Sin embargo, existe una excepción para la fase de los componentes diurnos Q_1 y P_1 , cuyas diferencias son relativamente menores con respecto a las diferencias de los demás parámetros. Además, es posible notar que para ambos casos, la frecuencia de los componentes se mantiene constante, mientras que la amplitud varía en el orden de los milímetros, cuya mayor diferencia se encuentra en el componente K_1 . En ambos casos, los dos componentes dominantes para el área de estudio fueron K_1 y O_1 , respectivamente. Finalmente, con el objetivo de encontrar los componentes armónicos que son estadísticamente significantes entre ambas técnicas se aplicó la condición $|\Delta_A| > \sigma_{\Delta A}$.

Tabla 4.1: Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (estación mareográfica *progreso*).

Componente Armónico		Parámetro				
Diurno	$f(horas)$	$A(cm)$	$\sigma_A(cm)$	$\phi(^{\circ})$	$\sigma_{\phi}(^{\circ})$	
K_1	23.9345	17.9	0.458	29.4	1.56	
O_1	25.8193	13.1	0.442	23	2.25	
P_1	24.0659	5.55	0.526	18.9	5.78	
Q_1	26.8684	4.89	0.449	360	14.9	
Semidiurno						
M_2	12.4206	5.38	0.278	274	3.26	

Tabla 4.2: Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (GNSS-R).

Componente Armónico		Parámetro				
Diurno	$f(horas)$	$A(cm)$	$\sigma_A(cm)$	$\phi(^{\circ})$	$\sigma_{\phi}(^{\circ})$	
K_1	23.9345	11.4	0.223	354	1.53	
O_1	25.8193	10.4	0.284	20.1	1.62	
P_1	24.0659	3.34	0.293	13.9	4.16	
Q_1	26.8684	3.64	0.294	9.44	8.76	
Semidiurno						
M_2	12.4206	1.52	0.195	338	4.45	

Tabla 4.3: Diferencias de los componentes armónicos (CA) de marea principales locales calculados a partir del análisis armónico.

CA	Diferencias			Precisiones	
	Δ_A	Δ_{ϕ}	$\Delta_A(\%)$	$\sigma_{\Delta A}$	$\sigma_{\Delta \phi}$
K_1	6.5	35.5	2.8	0.5	2.2
O_1	2.7	2.9	4	0.5	2.8
P_1	2.21	5.0	10.8	0.6	7.1
Q_1	1.25	0.56	11	0.5	15.6
M_2	3.86	64.0	6.3	0.3	9.3

Todos los cinco componentes reportados cumplen con la condición, esto puede atribuirse a que las dinámicas oceánicas y los oscilaciones sub-diarias en ambas localizaciones son comparables entre si a pesar de los ≈ 120 km de distancia entre ellos. Adicionalmente, con base en Haigh, Eliot y Pattiaratchi (2011), el rango de marea en un punto en específico puede ser calculado como: $2(M_2 + O_1 + K_1)$.

Por lo tanto, aplicando la ecuación anterior, la diferencia en el rango de marea entre el análisis mareográfico (72.7 cm) y el mareógrafo es de 1.35 cm. De forma similar, se realizó una interpolación lineal del modelo mareográfico global en su versión más reciente FES2014b (*Figura 4.6*) con el objetivo de cuantificar la discrepancia en el rango de mareas entre los dos sitios.

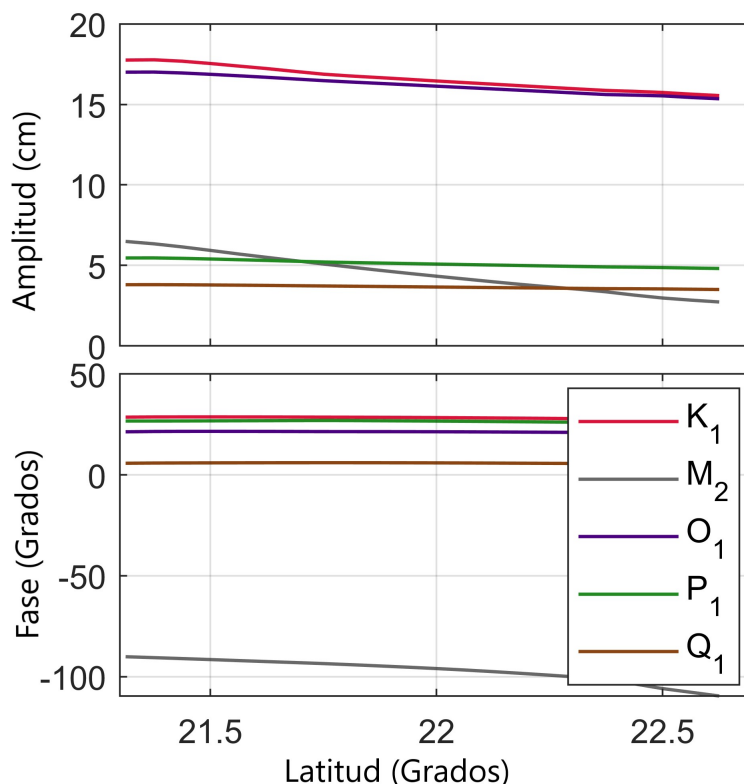


Figura 4.6: Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el modelo FES2014b.

La interpolación se calculó seleccionando el punto más cercano entre el mareógrafo y las ubicación de la estación GNSS-R, respectivamente. La discrepancia de la marea entre las dos localizaciones para los componentes armónicos K_1 y O_1 es 1.9 cm y 1.4 cm en términos de amplitud así como 0.9 grados y 0.4 grados en términos de fase (*Tabla 4.4*), respectivamente.

Una vez transformadas las observaciones del nivel del mar del mareógrafo y del GNSS-R a SLA, se procedió a compararlas con respecto al altímetro (*Figura 4.7*). En dicha figura, se encuentra denotado en el eje Y las variaciones del nivel del mar en función del SLA y en el eje X el día del año en formato *DoY*. La línea roja representa la medición del mareógrafo a intervalos de un minuto, por lo cual es la señal con mayor número de observaciones. La línea azul representa las observaciones del GNSS-R (calculadas a través de la técnica de inversión) a intervalos de medición de 15 segundos. Por ultimo, la línea verde representa las observaciones del altímetro en modo SAR, los cuales están compuestos por 347 observaciones por cada conjunto de datos. En este último caso, se calculó la media aritmética de cada observación con el objetivo de que puedan representarse en conjunto con los demás instrumentos.

Tabla 4.4: Estadísticas basadas en el modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son reportadas.

	Amplitud (cm)					Fase (grados)				
	K_1	O_1	P_1	Q_1	M_2	K_1	O_1	P_1	Q_1	M_2
GNSS-R	15.9	15.6	4.9	3.6	3.4	27.7	20.9	25.9	5.6	-101.5
Progreso	17.8	17	5.5	3.8	6.5	28.6	21.3	26.7	5.8	-90.1
D_A	1.9	1.4	0.6	0.2	3.1	0.9	0.4	0.8	0.2	11.4
D_R (%)	10.6	8.2	10.2	6.5	48.2	3.1	1.9	2.9	3.5	12.6

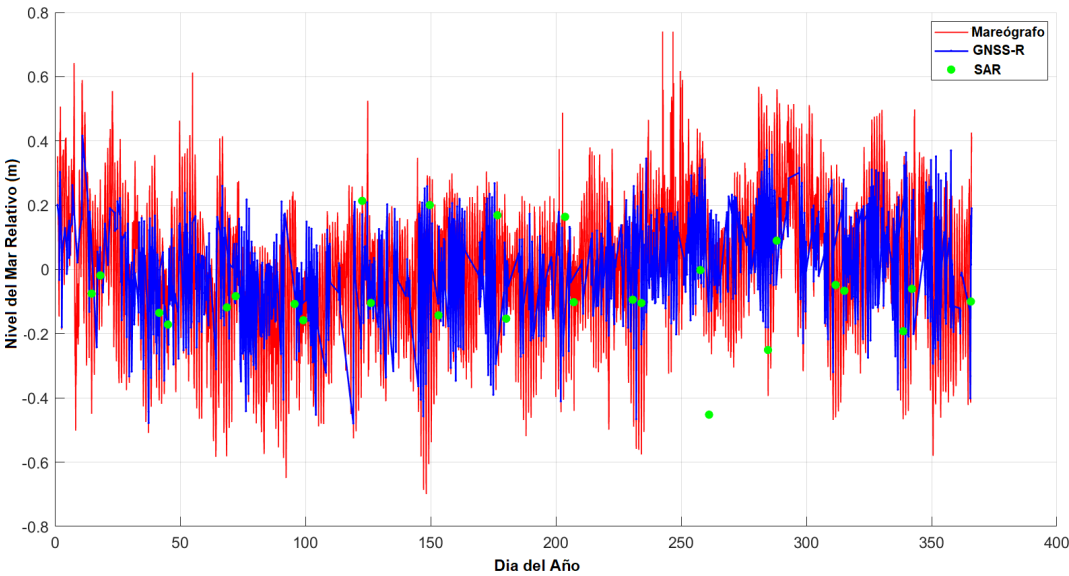


Figura 4.7: Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando los tres instrumentos de medición durante el año 2017.

Por lo tanto, como es posible apreciar en la *Figura 4.7*, tanto las mediciones del nivel del mar obtenidas a través de la técnica de reflectometría GNSS como las observaciones de la plataforma Sentinel-3A en alta resolución (modo SAR) utilizando el retracker SAMOSA+, son capaces de seguir la tendencia de la señal o mediciones obtenidas a través del mareógrafo de referencia (mismas que se encuentran en valores relativos) en un periodo temporal de un año. A partir de este punto, se puede inferir y demostrar la capacidad de tecnologías geoespaciales para el monitoreo del nivel del mar de manera remota, a pesar de no haber sido diseñadas y desarrolladas específicamente para este propósito. Sin embargo, es necesario mencionar algunas limitantes. Por ejemplo, para el caso del GNSS-R, solo se obtuvieron datos para 229 días del año en formato crudo, y partiendo de los límites en los rangos de acimut y ángulo de elevación, solo se utilizaron datos obtenidos de la trayectoria de 19 satélites GPS utilizando la señal L_2C . Un caso similar ocurre con la misión de altimetría, donde la resolución temporal del sensor es de 27 días, es decir, realiza una trayectoria descendente y ascendente cada

mes. Estas circunstancias conllevan a la limitación de los datos o mediciones para la generación de una serie temporal más densa o completa.

4.1.4. Análisis Estadístico

Con el objetivo de contrastar estadísticamente la correlación y precisión de las mediciones con GNSS-R y altimetría, se procedió a calcular la correlación lineal entre estas técnicas con respecto al mareógrafo (*Figura 4.8*).

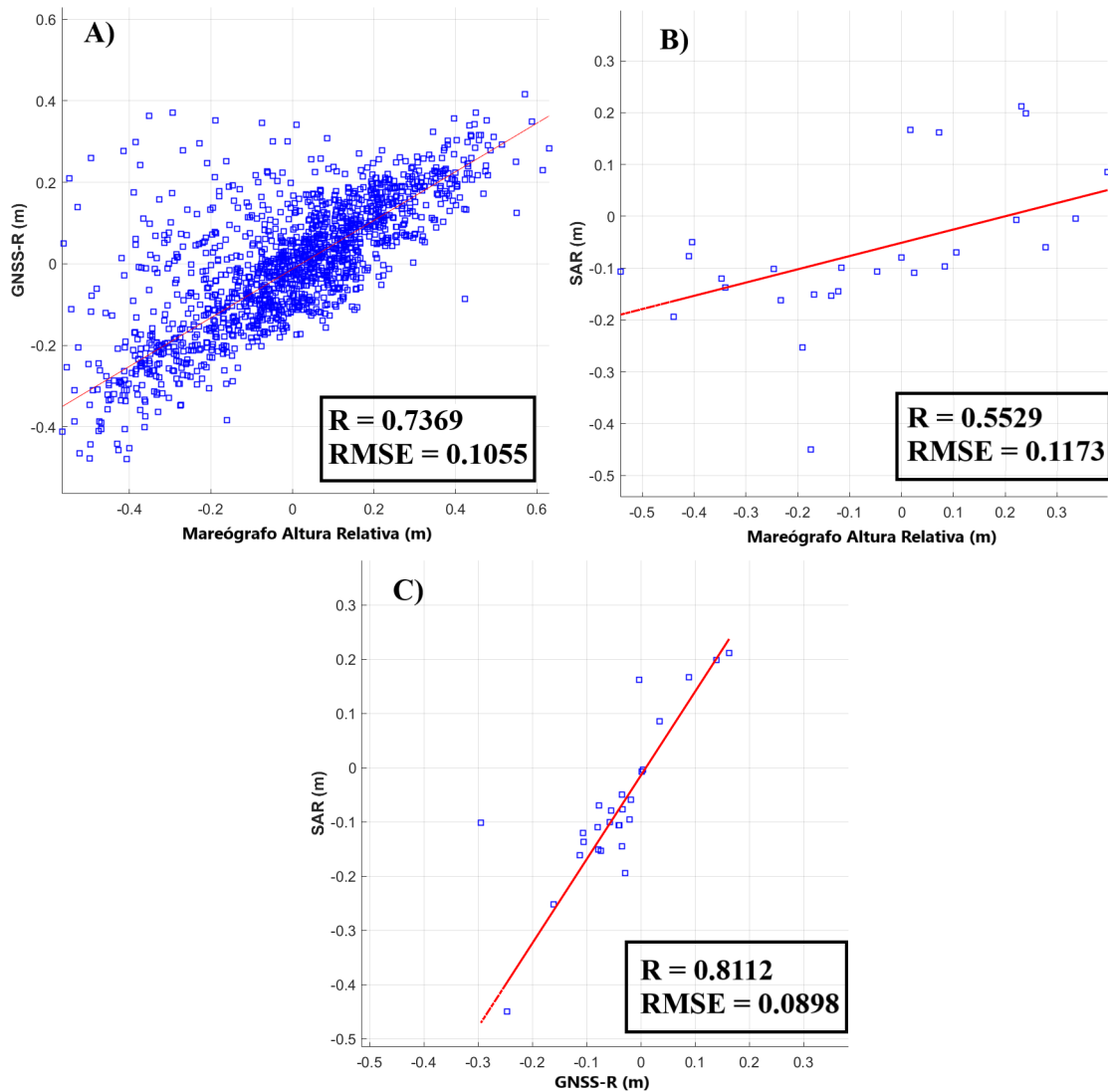


Figura 4.8: Correlaciones lineales para las técnicas de medición remota propuestas.

Con base en la *Figura 4.8*, se puede deducir que en ambos casos la mayoría de los puntos se encuentran agrupados conforme a la diagonal del gráfico, con excepción de algunos puntos dispersos en la parte superior para el caso del SAR (B). Para el primer caso de correlación entre el mareógrafo y el GNSS-R (A), se obtuvo un coeficiente de correlación alto $R = 0,7369$ con un error medio cuadrático $RMSE = 0,1055m$. Para el segundo caso entre SAR y el mareógrafo, se

obtuvo un coeficiente de correlación moderado $R = 0,5529$ con un error medio cuadrático $RMSE = 0,1173m$. Lo anterior, sugiere una correlación de moderada a alta entre las mediciones GNSS-R y el altímetro con respecto al mareógrafo, así como un rango de oscilación de la marea de alrededor de los 0.5 m. Además, se presenta un tercer caso de correlación entre ambas técnicas indirectas (C). En este caso especial, se obtuvo un coeficiente de correlación alto $R = 8112$ con un error medio cuadrático $RMSE = 0,0898m$, indicando una correlación similar a los dos primeros casos.

Por consiguiente, con el objetivo de evaluar la calidad de las mediciones, a través de la búsqueda de errores sistemáticos, se aplicó la prueba de Van de Castele tanto para el GNSS-R como el SAR (*Figura 4.9*).

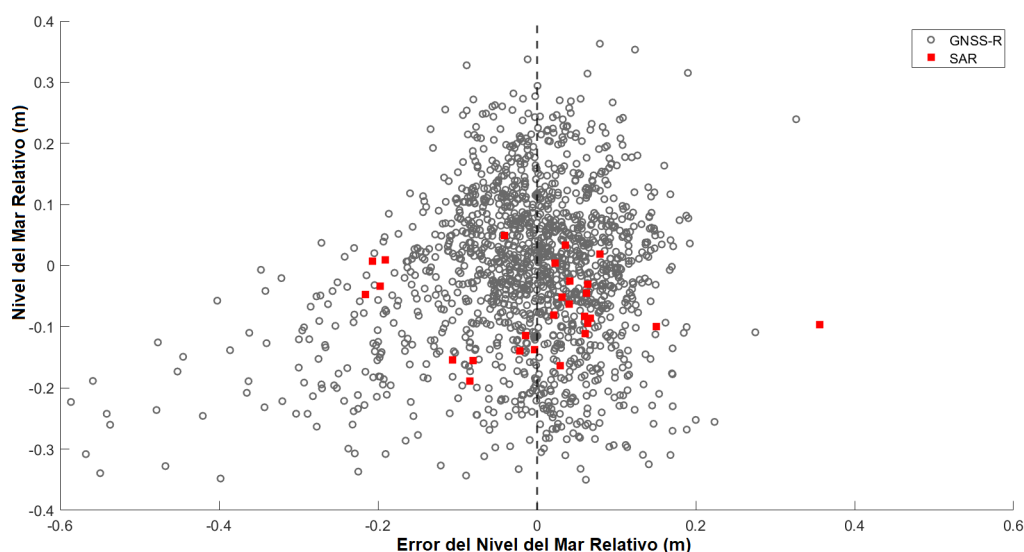


Figura 4.9: Diagrama de Van de Castele entre GNSS-R y SAR con respecto al mareógrafo de referencia.

A partir de esta prueba estadística, fue posible identificar que la mayoría de los puntos se encuentran agrupados a la línea vertical la cual se ubica centrada en cero, indicando solamente ruido instrumental para ambos casos. Para el caso del GNSS-R, se encontró una mayor precisión en las mediciones cuando la marea se encuentra alta. Lo anterior se puede deducir debido que la nube de puntos comienza a dispersarse en el cuadrante inferior izquierdo del gráfico, sugiriendo que cuando la marea se encuentra baja, la arena del área es expuesta, induciendo ruido en las mediciones. Para el caso del altímetro en modo SAR, los puntos se encuentran dispersos en ambos lados del gráfico, sugiriendo que errores sistemáticos arbitrarios se encuentran imbuídos en las mediciones.

4.1.5. Posprocesamiento de los Datos

Para el caso particular de este trabajo de investigación o del área de estudio, no fue posible aplicar la metodología de posprocesamiento (*Sección 3.4*). Lo anterior, debido a que existen una cantidad considerable de brechas o *gaps* sin observaciones o datos en la serie de tiempo resultante del procesamiento por GNSS-R

(Figura 4.10). Estas brechas sin información o datos se forman debido a la selección de mascarar (acimut y ángulo de elevación) necesarias para excluir de las observaciones aquellas reflexiones que no provienen del agua, por lo tanto, es un fenómeno el cual estará presente en este tipo de estudios. Además, con base en la Figura 4.7, es posible observar que el rango de marea del área de estudio es de aproximadamente un metro, por lo que aplicar el proceso de la Ecuación 3.27 no se considera un paso riguroso o indispensable.

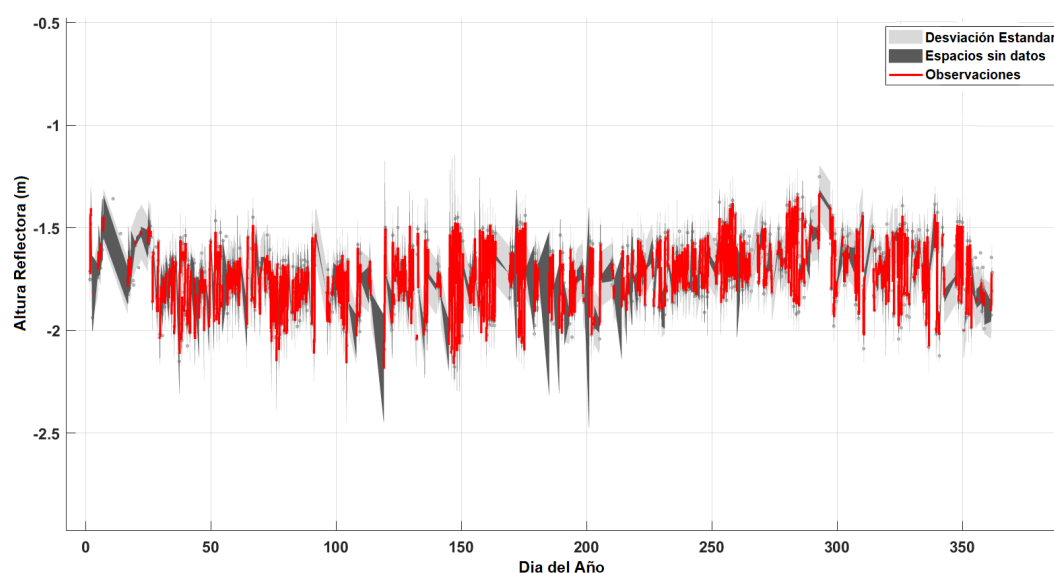


Figura 4.10: Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2017.

No obstante, aun es posible mejorar la precisión de las observaciones mediante la técnica GNSS-R. Para ello, se ajustó la máscara de acimut de 75° y 150° a 50° y 130° , es decir, se incrementó en 5° el rango de acimut con el objetivo de incluir más observaciones y al mismo tiempo, dando lugar a una nueva serie de tiempo. En la Figura 4.10, es posible visualizar el resultado del posprocesamiento (ajuste de acimut) de las observaciones GNSS-R.

Representados en color rojo se encuentran los datos u observaciones GNSS-R validos para un posterior análisis estadístico (datos densos). En color gris oscuro, se encuentran aquellas zonas sin datos u observaciones, los cuales se encuentran contaminados con valores sin significancia cuantitativa (NaN). Mientras que en color gris claro, se encuentra la desviación estándar de dichos valores.

Para el caso de las observaciones por altimetría en modo SAR, es necesario aplicar dos tipos de correcciones en posproceso. Como es posible observar en la Figura 4.8, se obtuvo un coeficiente de correlación moderado para este caso en particular (SAR–Mareógrafo), lo cual indica que no todos los efectos relativos al comportamiento de la marea se encuentran contemplados en la solución. Por lo tanto, se procedió a incluir en la solución o cálculos estos efectos.

El primero de ellos es denominado *Sea State Bias (SSB)* (Sección 3.6), el cual es un error de rango del altímetro debido a la presencia de olas oceánicas en la

superficie. Este parámetro por lo general se encuentra incluido en la solución debido a que las misiones altimétricas fueron diseñadas y desarrolladas para estudiar remotamente el comportamiento de los océanos y mares, es decir, las zonas costeras (así como las mareas) se encuentran excluidas. Por lo tanto, para estudios en zonas costeras, es necesario substraer este error de la solución final. Para ello, se utilizó la solución derivada del producto *Jason-2 CLS 2012* incluida en los archivos altimétricos.

El segundo parámetro a considerar en el posprocesamiento se denomina *Ocean Equilibrium Ocean Tide Correction (OET)*, el cual es una corrección que se aplica a las soluciones altimétricas para eliminar el efecto de las mareas en los océanos, y de este modo, obtener soluciones más precisas para los parámetros geofísicos SSH y SLA (Sección 2.3.1). Sin embargo, para el caso particular donde se estudian las variaciones del nivel del mar en zonas costeras, es necesario agregar este efecto a la solución final. Para ello, se utilizó la solución derivada del producto *FES2014b* incluida en los archivos altimétricos.

Finalmente, las correcciones o posprocesamiento por altimetría SAR se encuentra definida por la siguiente ecuación:

$$SLA = SLA' - SSB + OET \quad (4.1)$$

donde SLA' son las mediciones obtenidas por la primer fase de procesamiento, SSB es la corrección del *Sea State Bias* y OET es la corrección del efecto de las mareas. Además, con el objetivo de incrementar la cantidad de observaciones SAR para ambos productos altimétricos, se seleccionaron dos observaciones por trayectoria satelital, es decir, la observación más cercana al mareógrafo así como la más cercana a la estación GNSS-R. Similar al caso de la corrección por GNSS-R, al aplicar estas correcciones a la solución por SAR, se obtiene una nueva serie de tiempo la cual tiende a coincidir mejor con el comportamiento de las marea en el área de estudio.

Finalmente, una vez contempladas y aplicadas estas correcciones para ambos conjunto de datos (GNSS-R y SAR), se actualizó la serie de tiempo para observaciones diarias (panel superior) y mensuales (panel inferior) (*Figura 4.11*).

De forma similar a la *Figura 4.7*, en el eje X se encuentra el tiempo representado por día del año (DoY), mientras que en el eje Y se representa el nivel del mar relativo o *Relative Sea-Level (RSL)*. Para lo anterior, se transformaron las observaciones absolutas a relativas, extrayendo el promedio a la serie de tiempo. Además, comparando ambas figuras, es posible distinguir cualitativamente una mejora en las series de tiempo GNSS-R y SAR, es decir, existe visualmente una tendencia o patrón entre las tres señales.

Finalmente, con el objetivo de contrastar cuantitativamente la diferencia de la solución final antes y después del posprocesamiento, se procedió a calcular nuevamente el coeficiente de correlación con las nuevas series de tiempo (*Figura 4.12*), así como nuevos casos de correlación complementarios.

Con base en este nuevo análisis, se obtuvo una mejora sustancial para los tres casos propuestos anteriormente, así como para los casos complementarios. Para el primer caso correspondiente entre GNSS-R y Mareógrafo con observaciones diarias (panel A-izquierdo) así como mensuales (panel A-derecho), el coeficiente de correlación (ρ) se incrementó de 0.74 a 0.84, mientras que el RMSE disminuyó

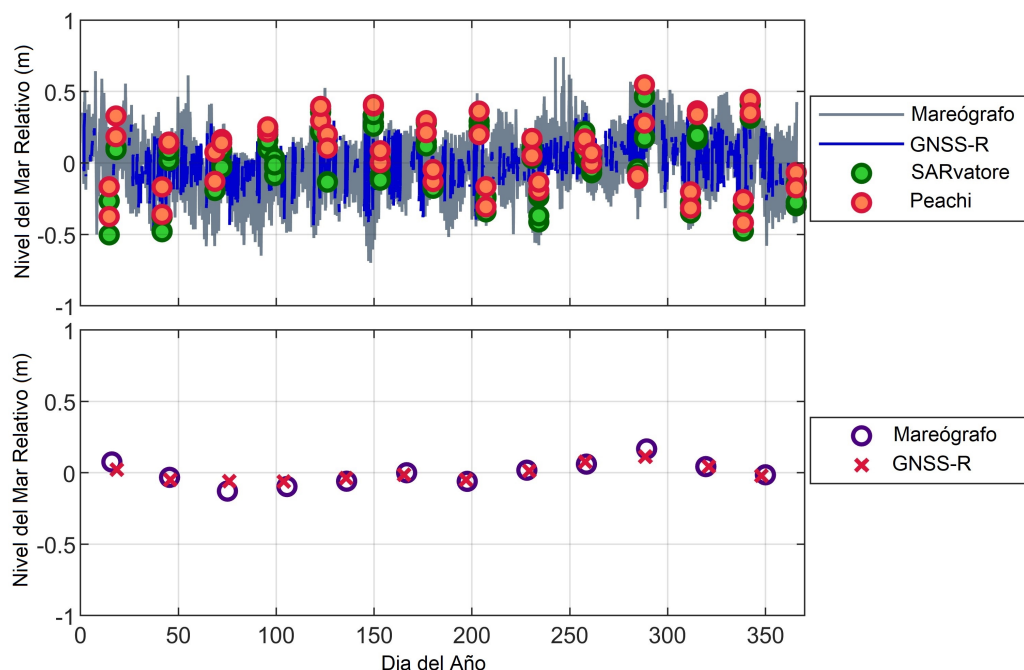


Figura 4.11: Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final.

mejorando de 10.55 cm a 7.8 cm, para el caso mensual, se obtuvo una correlación de 0.94 con un RMSE de 1.9 cm. En el segundo caso correspondiente entre ambos productos altimétricos (SARvatore y Peachi) y el Mareógrafo (panel B-izquierdo) así como entre la técnica GNSS-R (panel B-derecho), el coeficiente de correlación para SARvatore (ρ) se incrementó de 0.55 a 0.88, mientras que el RMSE se incrementó de 11.73 cm a 12.4 cm, para el caso de Peachi se obtuvo una correlación de 0.85 y un RMSE de 12.8 cm. Referente a los casos de correlación entre ambas técnicas remotas, para SARvatore y GNSS-R el coeficiente de correlación (ρ) se incrementó de 0.81 a 0.94, mientras que el RMSE disminuyó mejorando de 9 cm a 8.6 cm, mientras que Peachi y GNSS-R obtuvieron una correlación de 0.95 con RMSE de 7.2 cm. El tercer caso de correlación entre ambos productos altimétricos (panel C) obtuvo una correlación de 0.92 con RMSE de 8.9 cm. Finalmente, es posible notar que para el primer caso de corrección, al incrementar considerablemente la cantidad de observaciones validas por el ajuste de la mascara de acimut, es posible obtener una mejora equivalente en el coeficiente de correlación. Así mismo, de forma similar, este cambio impacta aquellas correlaciones implicadas con GNSS-R, donde un incremento positivo aun mayor fue registrado.

Sin embargo, el segundo caso de correlación (altimetría y mareógrafo) obtuvo el mejor desempeño tras el posprocesamiento. A diferencia de los otros dos, este no se benefició más por el incremento en la cantidad de observaciones (a pesar de que se incrementaron el doble), si no por las correcciones aplicadas a la solución final, principalmente, devolviendo la variación de la marea la cual se encontraba ausente de la solución final mediante el producto FES2014b.

La **Tabla 4.5** muestra los valores estadísticos antes y después del posprocesamiento con el objetivo de contrastar o comparar mejor el análisis. En dicha tabla,

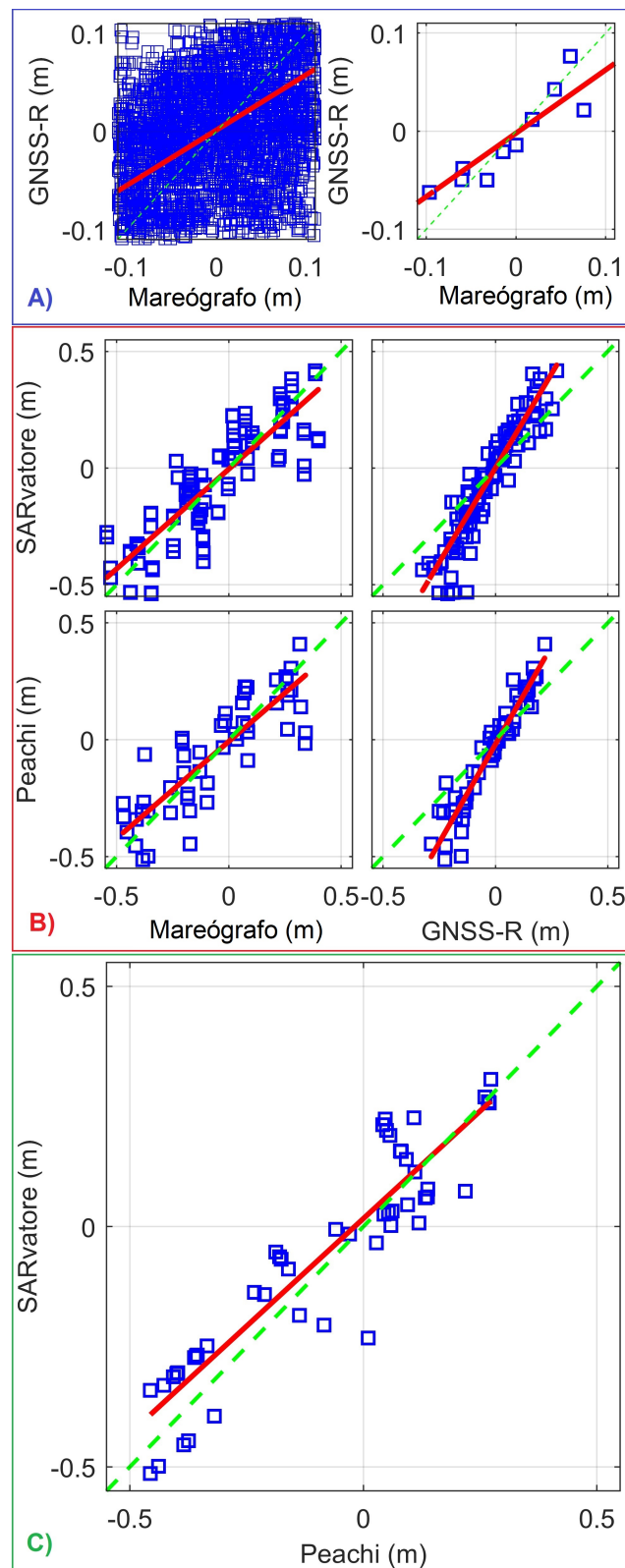


Figura 4.12: Correlaciones lineales para las técnicas de medición remota con posprocesamiento.

aquellos valores clasificados como $\leftarrow A$ corresponden a los estadísticos obtenidos antes del posprocesamiento, mientras que aquellos clasificados como $D \rightarrow$ corresponden a los valores obtenidos después del posproceso, respectivamente. Adicionalmente al coeficiente de correlación y al RMSE, se reporta un nuevo parámetro estadístico, denominado *Pendiente de Regresión*. El objetivo de este parámetro es cuantificar las diferencias de escalas sistemáticas como consecuencia de los diferentes rangos de marea experimentados por cada sensor.

Tabla 4.5: Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento. Los datos SAR pertenecen al producto SARvatore.

Estadístico	GNSS-R & TG	SAR & TG	GNSS-R & SAR
	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$
Correlación (ρ)	0.74 0.84	0.55 0.86	0.81 0.94
RMSE (cm)	10.55 7.8	11.73 12.4	8.98 8.6
Pendiente de Regresión (m/m)	0.519 0.554	0.3074 0.843	0.72 1.631

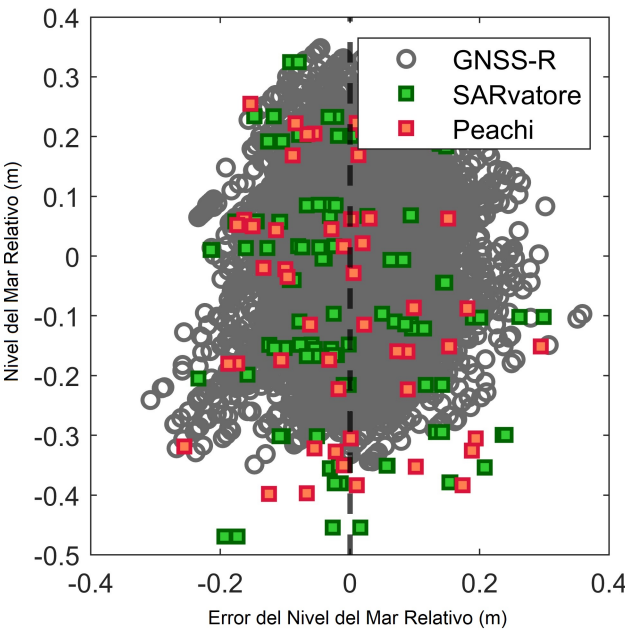


Figura 4.13: Diagrama de Van de Casteele entre GNSS-R y SAR con posprocesamiento aplicado.

La prueba Van de Casteele no presentó cambios significativos que pudieran dar lugar a encontrar nuevos tipos de errores en las mediciones (*Figura 4.13*). Sin embargo, el incremento en la cantidad de observaciones GNSS-R, SARvatore y Peachi permite confirmar los errores sistemáticos secundarios encontrados en la *Figura 4.9*. Por otro lado, las observaciones SAR tienden a expandirse hacia

ambos lados de la vertical del gráfico, lo cual sugiere que solo errores aleatorios podrían estar involucrados en las mediciones.

Finalmente, cabe mencionar que en términos generales, el experimento con la estación CN26 tubo resultados consistentes con base en los datos de referencia y/o validación del mareógrafo *Progreso* instalado en la costa de Yucatán. Además, es necesario considerar el hecho de que la estación CN26 no fue instalada para propósitos relacionados con reflectometría o monitoreo del nivel del mar.

4.2. Estación TNTM

4.2.1. Zonas Fresnel

La experimentación con la estación TNTM es en su mayoría similar a la estación CN26. Sin embargo, para este experimento en particular se enfocará en explicar las diferencias entre los resultados de ambos sitios. Iniciando por las zonas de reflectancia tanto el software utilizado como detalles en el procedimiento utilizado se explicó en la *Sección 4.1.1*. Con base en la *Figura 4.14*, es posible apreciar que la estación cuenta con vista libre al mar al sur de la misma, el cual comprende un rango de acimut entre 120 y 210 grados.

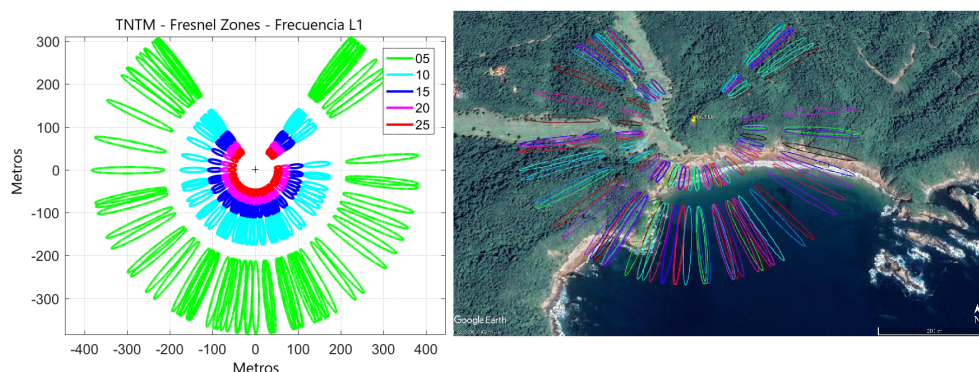


Figura 4.14: Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación TNTM. Derecha, vista satelital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (*Cortesía de Google Earth*).

Similar a la estación CN26, esta condición permitió establecer el primer filtro o mascarar para la selección de las observaciones (H_R) posterior al procesamiento a través del modelado inverso. Además, es posible apreciar que los elipses correspondientes a los ángulos de elevación de 5 a 10 grados (donde estos últimos cubren parcialmente tierra y agua) cuentan con mayor contacto en el área con agua, por lo que se estableció un rango de 5 a 10 grados como segunda máscara o filtro para la selección de las observaciones. Sin embargo, existe una diferencia radical en comparación a la estación CN26 la cual conlleva a resultados estadísticamente distintos e inclusive una variación en la metodología empleada. Esta diferencia es la altura de la antena GNSS sobre la superficie reflectante, la cual es de aproximadamente 25 metros en comparación a los 1.8 metros de la estación

CN26. La diferencia de este parámetro tiene repercusiones en cada etapa de procesamiento y resultados. En cuanto a las zonas de reflectancia, es posible apreciar brechas o pequeñas zonas donde la señal GNSS no interactúa con la superficie entre los cinco y diez grados de elevación. Por otro lado, debido a la altura, el área de reflectancia es considerablemente mayor, con un diámetro de aproximadamente ≈ 800 metros. La altura a la que se encuentra instalada una estación GNSS puede tener tanto ventaja como desventaja, es decir, hablando en términos de área de sensado, si se desea obtener mayor cobertura tomando en cuenta el fenómeno físico que se desea sensar, mayor altura deberá tener la misma.

4.2.2. Ruido en la Señal SNR y SAR

Similar a la estación CN26, es necesario analizar las señales SNR provenientes de dichas zonas de reflectancia con la finalidad de seleccionar las mejores observaciones y obtener la mayor precisión posible en la altura reflectora (H_R). Como se ha descrito anteriormente, una buena señal SNR presenta un senoide cuya amplitud se reduce conforme se incrementa el ángulo de elevación, un ejemplo de estas señales se puede apreciar en la *Figura 4.2*, la cual corresponde al análisis de la estación CN26. Nuevamente, la diferencia radical entre TNTM y CN26 es la altura reflectora, donde el mayor impacto se puede apreciar en TNTM (*Figura 4.15*). Por lo tanto, es posible apreciar mayor cantidad de ruido en las señales, donde el senoide escasamente o parcialmente se presenta. Para resolver este nuevo problema (el cual se deriva del parámetro de la altura de la antena GNSS), se procedió a diseñar y aplicar filtros digitales con el objetivo de mitigar o disminuir el ruido presente en las señales.

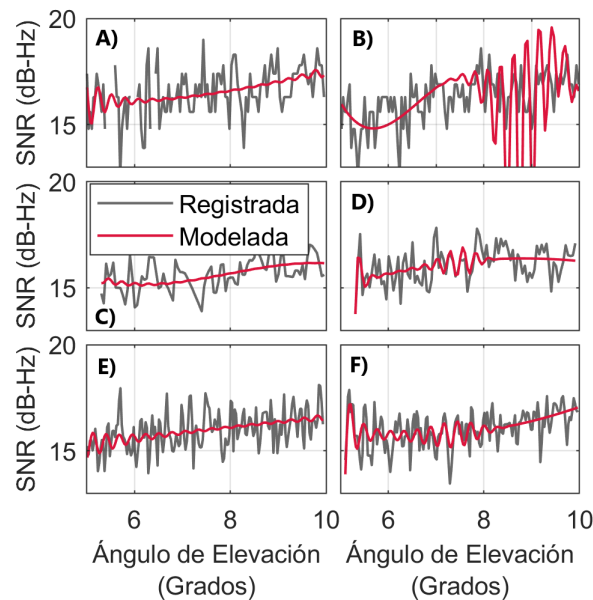


Figura 4.15: Ejemplos de señales SNR registradas por la estación TNTM pertenecientes al PRN 1, DoY 28.92 y acimut 151.

Con base en la **Figura 4.15**, se muestran seis señales provenientes del mismo satélite GPS (*PRN*), día del año (*DoY*) y acimut. Lo anterior con el objetivo de distinguir la diferencia del efecto de filtros digitales en el procesamiento de la señal SNR. En dicha figura, la columna izquierda (*A*, *C* y *E*) muestra el mejor senoide encontrado para la época señalada. La columna derecha (*B*, *D* y *F*) muestra señales con ruido considerable donde el senoide no se ve claramente. En *A* y *B*, se muestra el SNR grabado por el receptor GNSS sin ningún tipo de filtrado. En *C* y *D*, se muestra el resultado para la primera configuración de filtrado, el cual corresponde a un filtro pasa baja (LPF) del tipo filtro de respuesta de impulso infinito (IIR) de orden cuatro y frecuencia de corte de 0.00625 Hz. En *E* y *F*, se muestra el resultado para la segunda configuración de filtrado, el cual, tomando en cuenta la mayoría de las características del anterior, solo diverge en el orden del filtro, el cual se incrementa a siete.

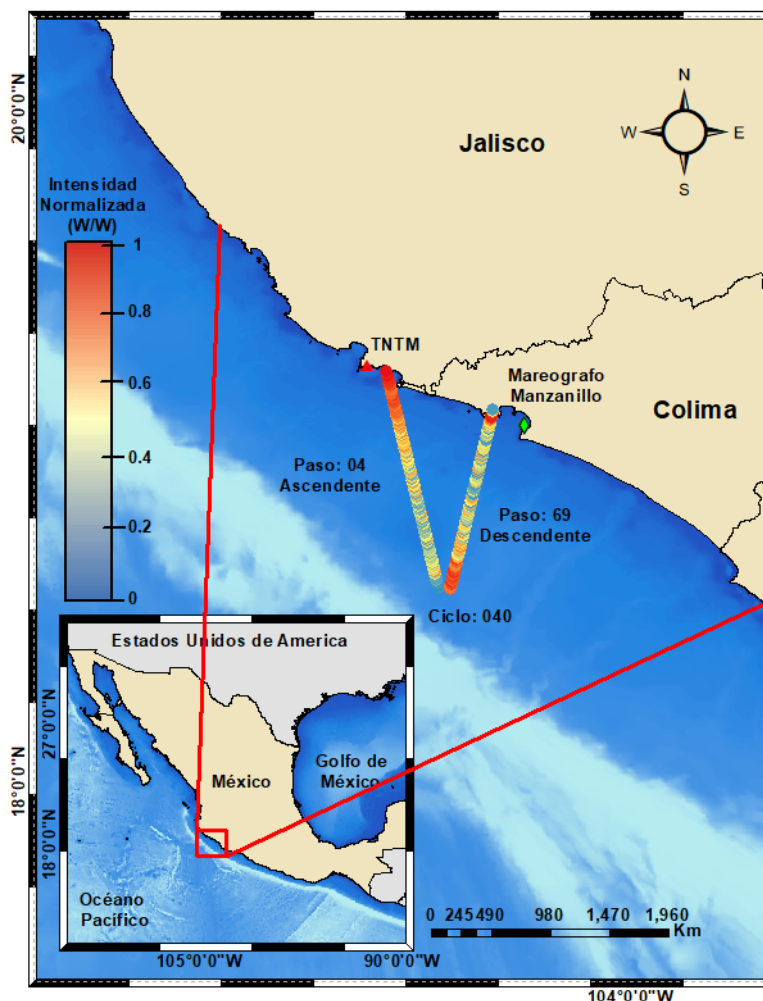


Figura 4.16: Trayectoria normalizada de la misión Sentinel-3A sobre la estación TNTM. Por razones ilustrativas y de simplicidad, solo se muestran dos conjuntos de datos.

Por otro lado, con base en las observaciones SAR, se realizó el mismo procedimiento que con el área de estudio referente a CN26 y Progreso. Para ello, se

descargaron 28 conjuntos de datos correspondientes al año 2019, a su vez, estos datos corresponden a los ciclos 40 al 53. En la *Figura 4.16* es posible apreciar la trayectoria ascendente y descendente para el ciclo 40 y pasos 04-69, respectivamente.

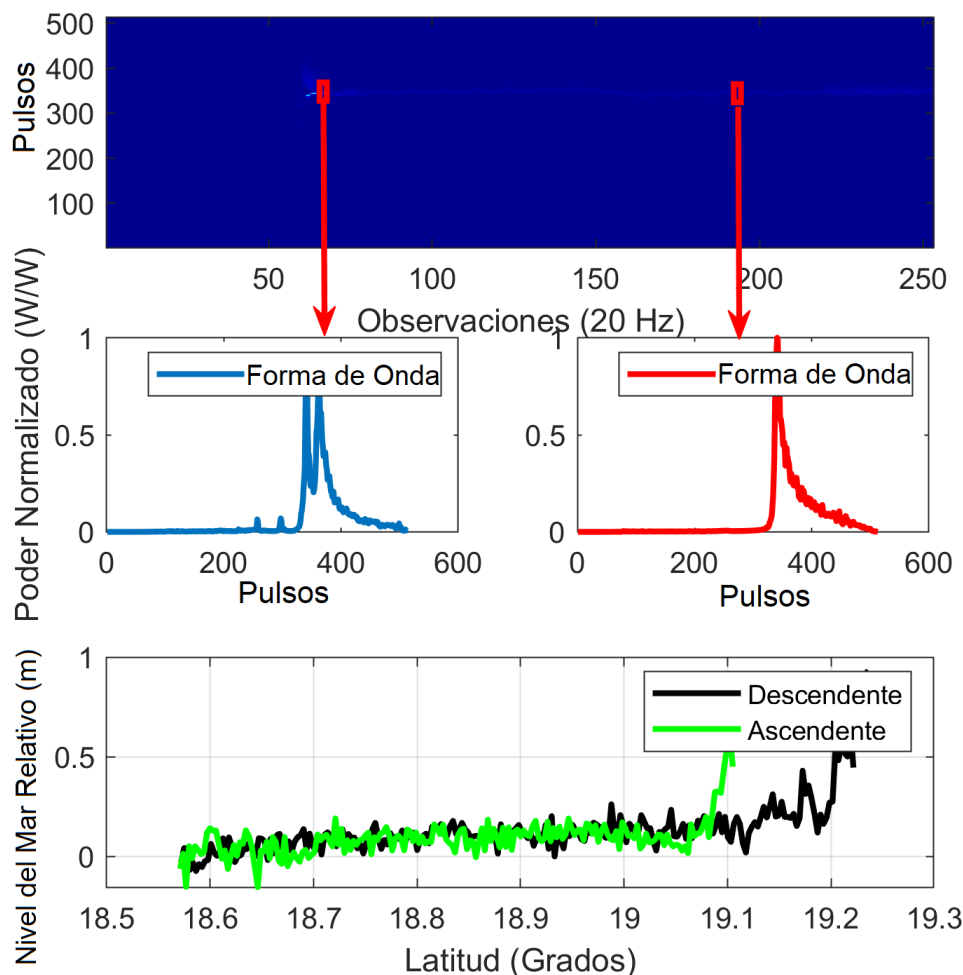


Figura 4.17: Ecograma y análisis de las formas de onda SAR para el sitio TNTM.

Nuevamente, se normalizó el valor máximo o pico en la forma de onda de cada paso con el objetivo de visualizar el ruido del altímetro conforme realiza su trayectoria. Posteriormente, se realizó un análisis para identificar aquellas observaciones con mayor cantidad de ruido tras el paso del satélite. Para ello, se seleccionó una trayectoria ascendente debido a que la cantidad de ruido es menor en aguas profundas y mayor cuando más se está cerca de la costa (*Figura 4.16*), el mismo fenómeno se puede apreciar en el experimento con Yucatán. Por consiguiente, en el paso ascendente, aquellas señales cercanas a la costa entre las latitudes 19.1 y 19.3 presentan mayor ruido, esto también se puede contrastar en la forma de la onda (*Figura 4.17*). Con base en dicha figura, el panel superior muestra el ecograma registrado por el altímetro para la trayectoria ascendente. Por consiguiente, dos muestras fueron seleccionadas para contrastar el ruido en la trayectoria, una cercana a la costa (panel medio-izquierdo) y otra en aguas

profundas (panel medio-derecho). Finalmente, en el panel inferior se muestra el parámetro SLA conforme avanza el satélite. Además, se promediaron las observaciones SLA a lo largo de la trayectoria para poder ser comparadas con las observaciones GNSS-R.

4.2.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal

Para la estación TNTM también se realizó un análisis armónico de mareas con el objetivo de identificar aquellos constituyentes armónicos más significativos en el área de estudio. De forma similar al experimento con CN26, también se utilizó el software *U_tide* el cual funciona dentro del entorno en *MATLAB* y se describe brevemente en la *Sección 4.1.3*. El mareógrafo más cercano a TNTM se encuentra instalado aproximadamente ≈ 50 Km de distancia en la ciudad de Manzanillo, Colima, Mx. Este mareógrafo cuenta con el código *mnza* y es administrado por el Servicio Mareográfico Nacional (SMN) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Sin embargo, desafortunadamente, no se logró acceder a los datos correspondientes del año 2019 (mismo año de procesamiento GNSS), por consecuencia, el análisis armónico solo se realizó sobre los datos GNSS.

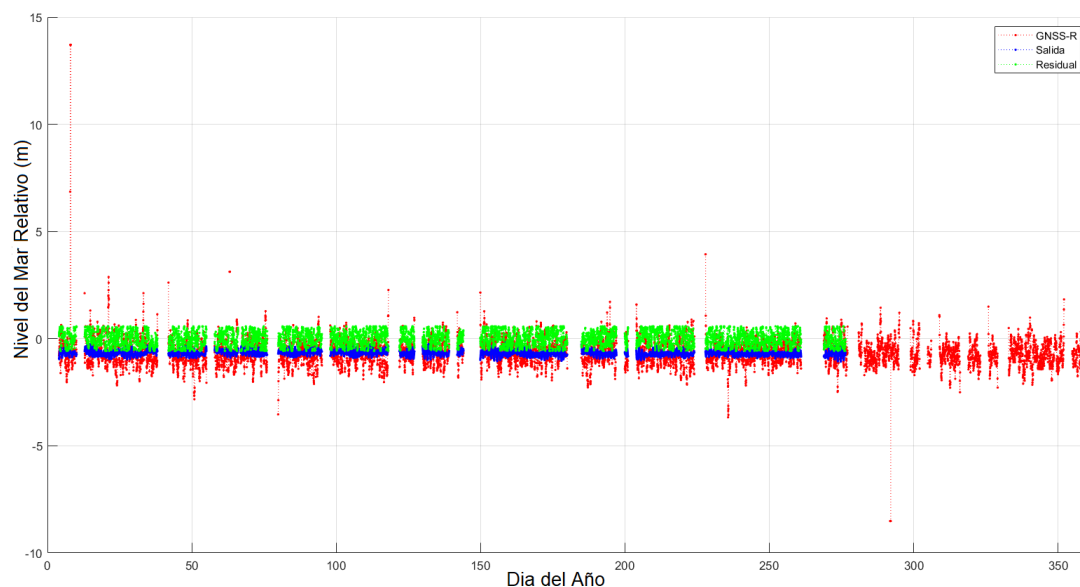


Figura 4.18: Análisis armónico y predicción de la marea para la estación TNTM durante el año 2019.

Con base en la *Figura 4.18*, la señal en color rojo corresponde a los datos de entrada, para este caso, la señal resultante del procesamiento GNSS-R. La señal verde denota la predicción de la marea resultante del análisis armónico. Finalmente, la señal azul denota la señal de salida o el SLA, es decir, el mismo parámetro medido por los sensores altimétricos. Estas nuevas señales, se encuentran preparadas para ser comparadas con el SLA resultante del procesamiento por parte de la altimetría satelital. Nuevamente, los datos se encuentran representados en términos relativos en función de la señal medida por el sensor del mareógrafo.

Tabla 4.6: Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (TNTM).

Componente Armónico	Parámetro				
	$f(horas)$	$A(cm)$	$\sigma_A(cm)$	$\phi(^{\circ})$	$\sigma_{\phi}(^{\circ})$
K_1	23.9344	4.49	1.93	240	21.6
K_2	11.9672	7.43	1.21	69	9.82
MF	327.8581	5.55	2.04	116	23.1
P_1	24.0658	4.22	1.82	150	24.2
Q_1	26.8683	5.32	1.8	204	20.1

El resultado del análisis armónico, permitió encontrar aquellos constituyentes estadísticamente significativos para el área de estudio en TNTM. Por consiguiente, los cinco constituyentes seleccionados fueron K_1 (Lunar diurno), K_2 (Lunisolar semidiurno), MF (Lunisolar quincenal), P_1 (Solar diurno) y Q_1 (Lunar elíptico diurno). Así mismo, también se calcularon sus respectivas frecuencias (f), amplitudes (A), fases (ϕ) y precisiones (con intervalo de confianza de 95 %). Es importante mencionar, que debido a que no se realizó este análisis para el mareógrafo de referencia, no se calcularon las diferencias (Δ_A y Δ_{ϕ}) con respecto al mismo.

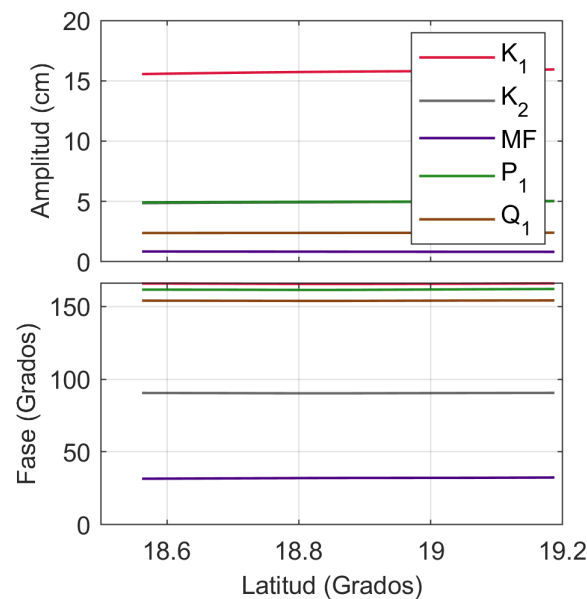


Figura 4.19: Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el sitio TNTM y el modelo FES2014b.

Con base en la *Tabla 4.6*, es posible deducir que K_2 es el constituyente con mayor amplitud en el área de estudio, posteriormente MF y Q_1 le corresponden en segundo plano. En términos de precisión, MF es el constituyente con mayor

diferencia (2 cm) seguido de K_1 . En términos de frecuencias, aquellos constituyentes similares al caso de estudio de CN26 (K_1 , P_1 y Q_1) mantienen valores muy similares.

Sin embargo, debido a que no se cuenta con un análisis armónico de referencia (para este caso), no es posible determinar la variación o diferencia entre las dinámicas oceánicas y las oscilaciones sub-diarias entre el GNSS y el mareógrafo. Por otro lado, con base en la ecuación: $2(M_2 + O_1 + K_1)$, el rango de la marea calculada por el GNSS es de 18.7 cm. Adicionalmente, la siguiente etapa consistió en interpolar linealmente el modelo mareográfico global FES2014b (*Figura 4.19*) con el objetivo de cuantificar la discrepancia en el rango de mareas entre los dos sitios.

Similar al experimento CN26, la interpolación se calculó seleccionando el punto más cercano entre el mareógrafo y las ubicación de la estación GNSS-R, respectivamente. La discrepancia de la marea entre las dos localizaciones para el componente armónico K_2 es de 0.1 cm en términos de amplitud así como 0.2 grados en términos de fase (*Tabla 4.7*), respectivamente.

Tabla 4.7: Estadísticas basadas en el sitio TNTM y modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son reportadas.

	Amplitud (cm)					Fase (grados)				
	K_1	K_2	MF	P_1	Q_1	K_1	K_2	MF	P_1	Q_1
GNSS-R	15.9	5	0.8	5	2.4	166	90.6	32.4	162.1	154.2
mnza	15.5	4.8	0.8	4.9	2.3	165.9	90.5	31.5	161.6	154
D_A	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.5	0.2	0.2
D_R (%)	1.3	1.7	2.1	1.1	0.5	0.2	0.2	1.7	0.1	0.1

4.2.4. Posprocesamiento de los Datos

Como ya se ha comentado anteriormente, el caso de estudio para el área referente a TNTM difiere en ciertos aspectos con respecto al experimento de la estación CN26. El más importante es la altura reflectora, la cual impacta negativamente en el SNR registrado por el receptor GNSS (*Figura 4.15*). Esto conlleva a que la metodología empleada para TNTM sea extendida con respecto a la empleada para CN26, es decir, empleando filtrado digital de señales con el objetivo de atenuar el ruido en las señales y por consiguiente obtener los mejores resultados posibles.

El procedimiento de posprocesamiento para TNTM fue similar a la estación CN26. Debido a que el rango de marea es inferior a los siete metros no fue posible aplicar el procedimiento descrito en la *Sección 4.1.5*. Además, con base en la *Figura 4.20*, se pueden apreciar brechas o zonas (en color gris fuerte) en la serie de tiempo sin datos u observaciones GNSS las cuales perjudican la metodología de posprocesamiento volviéndola compleja.

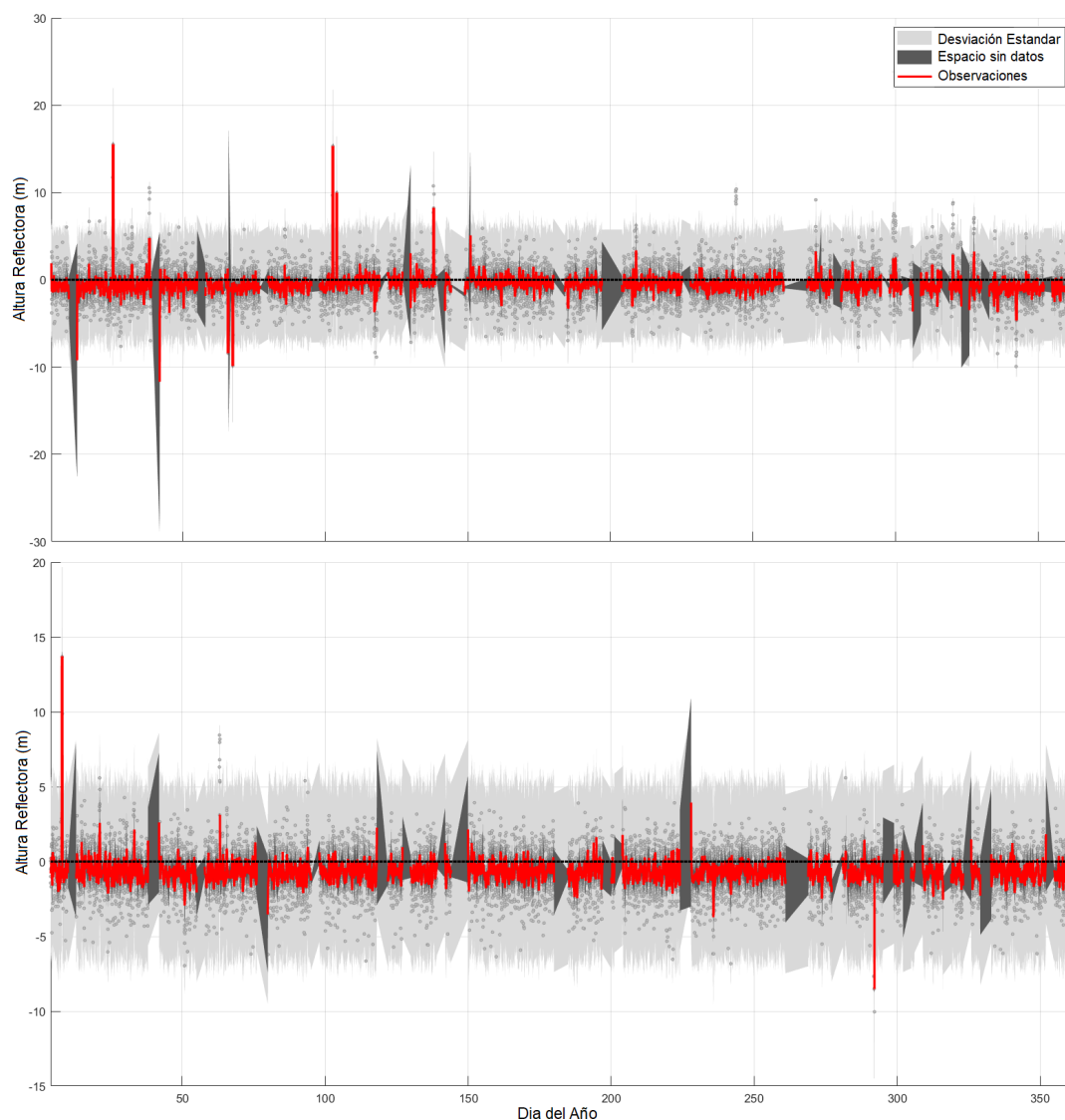


Figura 4.20: Serie de tiempo (TNTM) de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2019.

Del mismo modo, en el panel superior de la **Figura 4.20**, se muestra la serie de tiempo para los datos sin ningún tipo de filtro (RAW), mientras que el panel inferior muestra la serie temporal para los datos con la correlación más alta con base en el experimento de filtrado con mejor resultado. En color rojo se muestra la señal de salida una vez ajustados los rangos de acimut y ángulos de elevación, mientras que en color gris claro se muestra la desviación estándar de las observaciones. Finalmente, con el objetivo de hacer la serie de tiempo consistente para el caso del experimento con filtro, la etapa de posprocesamiento requirió de omitir las observaciones de la segunda mitad del año ya que el ruido y los valores sin significancia cuantitativa eran muy elevados.

En el caso de los datos de altimetría SAR, se aplicaron los dos tipos de correcciones descritos en la **Sección 4.1.5** en modo de posprocesamiento, es decir, de la solución resultante se extrajo el Sea State Bias (SBB) y se agregó el Ocean

Equilibrium Ocean Tide Correction (OET), dando como resultado una nueva solución y serie temporal con base en altimetría. A diferencia del caso CN26, en este experimento solo se consideraron los datos altimétricos derivados del producto *SARvatore*, mientras que para CN26 se agregaron datos del producto *Peachi*. Esta decisión se tomó debido a que los datos del segundo producto se derivan de la misma misión satelital (Sentinel-3A), por lo que, para estudiar y analizar muestras u observaciones de otras trayectorias se requerirían datos de otras misiones. Sin embargo, de las misiones altimétricas existentes, solo las trayectorias pertenecientes a Sentinel-3A pasan más cercano a ambas zonas de estudio. Otro punto importante a considerar, es que para TMTM solo se consideró promediar las observaciones por trayectoria en vez de tomar el punto más cercano al mareógrafo y otro a la estación GNSS. Lo anterior, debido a que el incremento en las observaciones SAR no es muy sustancial, por lo que para alcanzar el propósito de medir la variación del nivel del mar, las observaciones resultantes de la metodología por promedio es suficiente.

Finalmente, la **Figura 4.21** muestra la serie temporal para el año 2019 de la estación TNTM.

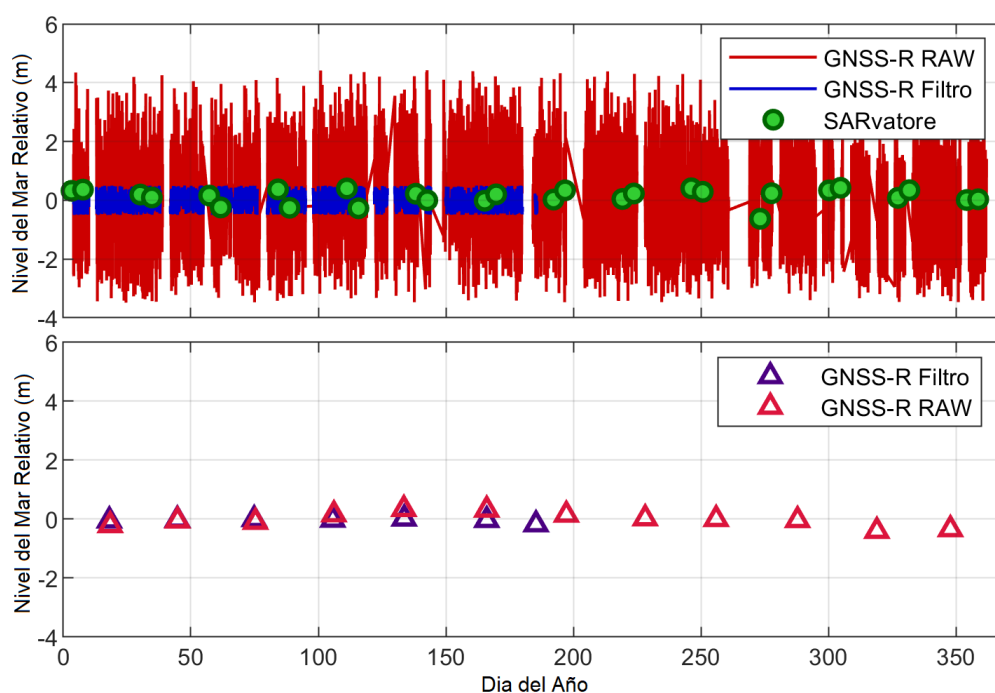


Figura 4.21: Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final para la estación TNTM.

A partir de la serie temporal, en el panel superior se muestra la serie de tiempo GNSS-R con observaciones diarias tanto para los datos sin filtrado (color rojo) como para los datos con el mejor filtro (color azul). Las observaciones SAR se muestran en círculos de color verde. Debido a la resolución temporal del sensor, solo dos observaciones promediadas por mes pueden ser obtenidas. Así mismo, en el panel inferior se muestran las observaciones mensuales GNSS-R tanto para

los datos sin filtro (rojo) como datos filtrados (azul). A diferencia de la estación CN26, en TNTM la serie temporal escasamente aparenta seguir un patrón o comportamiento típico de marea. Además, su comportamiento suele ser más lineal en la primer mitad del año y con un pequeño declive en la segunda mitad del año. Finalmente, es importante recalcar, que para este caso de estudio (TNTM), no se cuenta con una señal de validación o referencia como un mareógrafo, por lo que solo se procedió a comparar y/o validar la serie de tiempo GNSS-R con altimetría satelital.

4.2.5. Análisis Estadístico

Una vez contrastada la serie temporal para ambos instrumentos, es necesario analizar estadísticamente el comportamiento de ambas. Para este caso, la validación de los datos se realizó entre el GNSS-R y el altímetro. Además, tomando en cuenta los datos sin filtrado más dos experimentos adicionales con filtrado, es posible obtener tres correlaciones en total (una por cada experimento). Para ello, se calculó la correlación lineal (ρ), el error medio cuadrático ($RMSE$) y la pendiente de la correlación ($Slope$)(Figura 4.22).

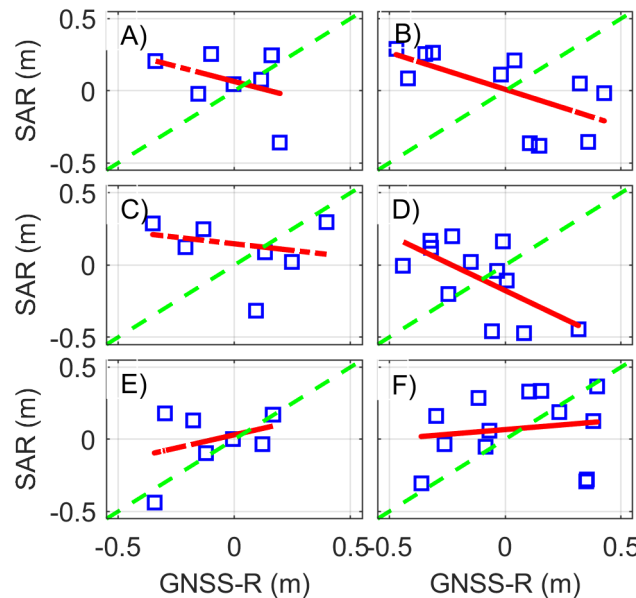


Figura 4.22: Correlaciones lineales para la estación TNTM y las técnicas de medición remota propuestas.

Con base en la **Figura 4.22**, en A y B se muestran los puntos dispersos correspondientes a la correlación entre los datos sin filtros (RAW o crudos). Para ello, fue necesario interpolar los datos GNSS-R a la longitud de datos SAR, ya que estos últimos son con los que se cuenta menos datos. Mas específicamente, en A se representa la correlación sin posprocesamiento el cual obtuvo un $\rho = 0,426$, $RMSE = 18,07$ cm, y $Slope = 0,4747$; mientras que en B con posprocesamiento se obtuvo $\rho = 0,637$, $RMSE = 19,27$ cm, y $Slope = 0,5138$. En C y D se representa la correlación para el primer experimento con filtrado (Filtro 1, IIR-LPF de Orden

4 y $F_C = 0,00625$ Hz), donde en C no se realizó posprocesamiento obteniendo $\rho = 0,213$, $RMSE = 19,79$ cm, y $Slope = 0,1722$; mientras que en D se aplicó posprocesamiento con $\rho = 0,6334$, $RMSE = 18,7$ cm, y $Slope = 0,7648$. Finalmente, en E y F se muestra la correlación para el segundo experimento con filtro digital (Filtro 2, IIR-LPF de Orden 7 y $F_C = 0,00625$ Hz), de forma similar en E no se cuenta con posprocesamiento, obteniendo así $\rho = 0,402$, $RMSE = 18,31$ cm, y $Slope = 0,4387$; mientras que en F con posprocesamiento se tiene $\rho = 0,1344$, $RMSE = 23,27$ cm, y $Slope = 0,1196$.

La **Tabla 4.8** muestra los valores estadísticos antes y después del posprocesamiento así como con datos sin y con filtrado con el objetivo de contrastar o comparar mejor el análisis. Los valores clasificados como $\leftarrow A|D \rightarrow$ corresponden a los estadísticos obtenidos antes del posprocesamiento, mientras que aquellos clasificados como $D \rightarrow$ corresponden a los valores obtenidos después del posproceso, respectivamente.

Tabla 4.8: Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento y filtrado para TNTM.

Estadístico	Sin Filtro	Filtro 1	Filtro 2
	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$
Correlación (ρ)	0.426 0.637	0.213 0.633	0.402 0.134
RMSE (cm)	18.07 19.27	19.79 18.7	18.31 23.27
Pendiente de Regresión (m/m)	0.474 0.513	0.172 0.764	0.438 0.119

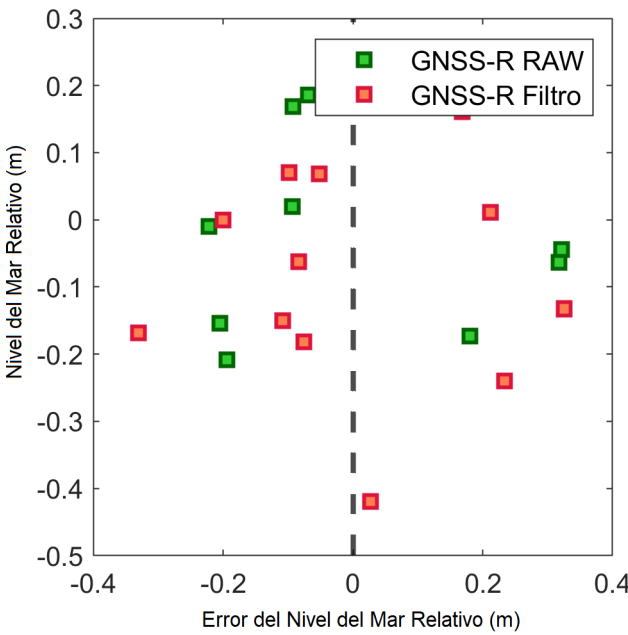


Figura 4.23: Diagrama de Van de Castelee entre GNSS-R y SAR para la estación TNTM.

La ultima etapa para el análisis de resultados para la estación TNTM, consiste en aplicar la prueba Van de Castele para ambos instrumentos, en este caso, el instrumento de referencia son los datos altimétricos SAR, mientras que el instrumento a evaluar son los datos GNSS-R con y sin filtro (*Figura 4.23*).

La prueba estadística Van de Castele muestra puntos dispersos en ambos lados del diagrama con respecto al eje central situado en cero. Esto indica errores sistemáticos arbitrarios presentes en ambos instrumentos. Es importante notar que esta prueba es sensible a la cantidad de mediciones muestreadas, por lo que entre mayor numero de mediciones más efectiva es la prueba para identificar errores imbuidos en los instrumentos. Desafortunadamente, debido a que solo se obtuvieron 28 muestras SAR para todo el año, la serie GNSS-R debe de ser consistente con esta ultima, por lo que la cantidad de datos muestreados deben ser diezmados a la misma cantidad. Esto ultimo permite aplicar la prueba pero la misma no permite encontrar otro tipo de errores.

Capítulo 5

Conclusiones

El ser humano desde hace miles de años ha mostrado interés en comprender y tratar de explicar el entorno que lo rodea con el objetivo de aprovechar al máximo los recursos que este puede ofrecer, así como protegerse de distintos factores climáticos. No obstante, a través del tiempo, aun no es posible comprender los fenómenos físicos que nos rodean y día a día es posible descubrir a explicar nuevos tipos. El comportamiento del mar y los océanos siempre ha sido de interés para la población global debido a distintos motivos (*Capítulo 1*), el caso de aguas costeras en México no es una excepción. Por lo tanto, el presente trabajo de investigación, tuvo como objetivo, emplear las ultimas tecnologías y técnicas espaciales de sensado remoto que han surgido en la última década para el monitoreo del nivel del mar en territorio mexicano, así como cuantificar sus alcances y limitaciones.

Para ello, se planteó utilizar tecnologías provenientes de satélites espaciales, debido a que la principal ventaja que estos presentan es su cobertura global. En el caso del GPS, existen estaciones GNSS pertenecientes a redes geodésicas instaladas alrededor del mundo con distintos propósitos (*Sección 2.1*). Sin embargo, los datos geoespaciales que son registrados por los receptores, son empleados principalmente para estudios de posicionamiento, donde el fenómeno de la multitrayectoria suele ser estudiado para ser mitigado en la mayor parte posible con la finalidad de obtener mejores precisiones. Sin embargo, estudios recientes sobre este fenómeno, han demostrado ser útiles para utilizar una estación GPS/GNSS como un sensor remoto (*Sección 2.4*), es decir, cuantificando la señal que se refleja de la superficie del mar y convirtiendo a este ultimo como un mareógrafo alterno.

En el mismo sentido, otra fuente de datos geoespaciales disponible actualmente para cuantificar el cambio del nivel mar, provienen de los denominados altímetros. Los cuales son satélites que incorporan un sensor que emplea tecnología de radar para medir los cambios y otros fenómenos relacionados a los océanos (*Sección 2.3*). Es importante señalar que, tanto la tecnología GNSS como los altímetros **no** fueron diseñados y construidos para monitorear el nivel del mar o zonas costeras ($\approx$ menor a 7 Km de tierra firme o playa). Por lo tanto, la comunidad científica global ha realizado un esfuerzo fundamental para aprovechar al máximo las ventajas que estos ofrecen. Sin embargo, todavía es posible experimentar muchas limitaciones en los resultados, mismos que son necesarios cuantificar. Es en este punto, donde el mayor aporte científico al estado del arte se realiza en esta investigación. Es decir, se emplearon ambas tecnologías y técnicas en condiciones arbitrarias y desfavorables, con el objetivo cuantificar las precisiones obtenidas para monitorear el nivel del mar, así mismo, por primera vez, se

evaluaron las precisiones de ambos instrumentos geoespaciales entre sí.

Con base en la experimentación, tres casos de estudio fueron planteados, dos principales (*Sección 4.1* y *Sección 4.2*) y uno complementario (*Sección A.1*). El primer caso de estudio desarrollado en las costas de Yucatán (CN26), fue el que mejor precisión y correlación obtuvo. Sin embargo, este caso presenta muchos desafíos e inconvenientes. Por ejemplo, la distancia entre el mareógrafo de referencia y la estación GNSS es de ≈ 120 Km, lo cual, para estudios en el área de oceanografía es una distancia considerable para comparar el comportamiento del nivel del mar. En el mismo sentido, el entorno físico alrededor de la antena GNSS (como vegetación, instrumentación sintética, rocas, arena, suelo, etc), inducen ruido en las observaciones. A pesar de esto, tanto la altura de la antena sobre la superficie reflectora (≈ 1.8 metros) como la distancia horizontal entre la antena y el mar (≈ 15 metros) hacen viable el experimento. Los resultados demuestran una alta correlación de $\rho = 0,84$ entre el GNSS-R y el mareógrafo con un $RMSE = 7,8$ cm, así como $\rho = 0,86$ y $\rho = 0,85$ para los dos productos altimétricos utilizados. Para la correlación entre ambos productos geoespaciales se obtuvo $\rho = 0,94$ y $\rho = 0,95$. Es importante mencionar que la alta correlación así como los 8 cm de discrepancia entre el GNSS-R y el mareógrafo incluyen diferencias genuinas así como los efectos de las variaciones estacionales en ambos sitios.

La prueba Van de Castele permitió encontrar diferencias de escala sistemáticas, cuantificadas por la pendiente de regresión lineal, como consecuencia de los diferentes rangos de marea experimentados por cada sensor. Además, estos errores son ligeramente menores en niveles de agua más altos y se incrementan en niveles de agua más bajos, probablemente causado por la exposición de la arena de la playa en aguas poco profundas. Para el caso de la altimetría SAR, serían necesarias más observaciones para distinguir e identificar sus respectivos errores sistemáticos específicos.

El segundo caso de estudio desarrollado entre las costas de Jalisco y Colima (TNTM), se validó con datos altimétricos en vez de mareógrafo, debido a que no se logró obtener datos para el año 2019, y a consecuencia de que los datos altimétricos tienen correlación alta con mareógrafo, resulta posible validarlos con GNSS-R. No obstante, se obtuvieron correlaciones moderadas, debido a que la altura de la antena sobre la superficie del mar es relativamente alta (≈ 25 metros), lo cual induce una cantidad excesiva de ruido en las señales y reflejándose en la precisión final de las mediciones. Por ende, se emplearon filtros digitales con el objetivo de mitigar este ruido, a partir de esto, el caso de estudio se dividió en tres experimentos, el primero con el mismo procesamiento empleado con la estación CN26 y los otros dos con filtros digitales (descritos en la *Sección A.2*). La mejor correlación fue obtenida por el posprocesamiento sin filtrado $\rho = 0,64$ con un $RMSE = 19$ cm, mientras que la correlación más baja fue por el Filtro 2 $\rho = 0,13$. Sin embargo, cabe mencionar el Filtro 1 logró obtener una mejor precisión de 5 mm sobre el procesamiento sin filtro y con una correlación similar. Desafortunadamente, la prueba Van de Castele no permitió encontrar errores sistemáticos (solo arbitrarios) debido a la baja cantidad de observaciones empleadas, el mismo caso ocurrió con TNPP.

El tercer caso de estudio fue desarrollado en la costa de Sonora (TNPP), este experimento tuvo mucha similitud con el segundo caso de estudio, en el sentido

de que la antena GNSS se encuentra a una altura relativamente alta (≈ 37 metros), y del mismo modo, no se obtuvieron datos provenientes de un mareógrafo debido a que este se encuentra relativamente lejos (≈ 460 Km). Nuevamente, la altura reflectora demuestra jugar un papel importante en el resultado del procesamiento, afectando la precisión de las mediciones. Por lo tanto, se optó por aplicar filtros digitales para intentar mitigar el ruido excesivo. Tres experimentos (similares a TNTM) se realizaron para TNPP. La mejor correlación fue obtenida por el Filtro 1 sin posprocesamiento $\rho = 0,45$, mientras que la correlación más baja fue por el Filtro 2 y posprocesamiento con $\rho = 0,15$. En cuanto a las precisiones, el RMSE fue muy elevado con $RMSE = 86$ cm para el mejor caso de correlación. Por lo tanto, se puede concluir que a pesar de que los filtros digitales permiten mitigar el ruido en las señales, el diseño y configuración de estos no permite una solución general para todas las muestras registradas. Por consiguiente, nuevos diseños y tipos de filtrado serán considerados para trabajo futuro.

Cabe señalar que, para tomar en cuenta los cambios estacionales del nivel del mar y la tendencia a largo plazo, se necesitarían muchos años de datos del mareógrafo, GNSS-R y altimetría satelital, así como la disponibilidad de datos para el mismo lapso de tiempo. El cual es muy difícil de encontrar en algunos lugares. Además, considerando un año de datos, estaríamos involucrando efectos decenales como El Niño o La Niña. En el mismo sentido, con base en Boretti (2019), será necesario tener en cuenta el movimiento vertical de la tierra utilizando el posicionamiento GNSS, ya que el hundimiento es uno de los principales contribuyentes al aumento del nivel del mar en muchas áreas del mundo y el Caribe mexicano no está exento. Por lo tanto, estos fenómenos serán considerados para trabajo futuro. Además, con base en las precisiones obtenidas por parte del GNSS-R y altimetría SAR, se concluye que ambas técnicas no pueden reemplazar a un mareógrafo convencional. Por otro lado, a pesar de los errores centimétricos encontrados, los cambios relativos del nivel del mar derivados son consistentes con los de mareógrafos cercanos o colocados, lo que indica que la técnica GNSS-R tiene un gran potencial para monitorear las variaciones del nivel del mar y con un muestreo temporal más alto que altimetría SAR.

Apéndice A

Anexos

Como trabajo complementario para esta investigación, se decidió realizar un tercer caso de estudio o experimento mediante reflectometría GNSS (GNSS-R) y altimetría SAR. Con base en la **Tabla 3.1**, existe una estación GNSS propuesta para este propósito. La estación cuenta con el código *TNPP* y fue instalada desde el año 2015 en Puerto Peñasco, Sonora. Similar a las estaciones CN26 y TNTM, TNPP es administrada por UNAVCO. El motivo principal por el cual no se decidió experimentar con esta estación a pesar de tener los elementos necesarios para esta investigación, fue debido a que el mareógrafo más cercano se encuentra a aproximadamente ≈ 460 Km de distancia del receptor GNSS, dejando a la estación sin un elemento como referencia para la validación de los datos. Sin embargo, debido a los resultados obtenidos con la estación CN26, se concluye que es posible utilizar datos altimétricos para validar datos GNSS-R, y debido que los datos altimétricos cuentan con presencia global, entonces fue posible realizar este caso de estudio con TNPP. Finalmente, es importante recalcar que, la estación cuenta con una altura reflectora relativamente alta, por lo que, similar al caso de estudio de TNTM, las señales SNR llevan ruido considerable entre ellas. A continuación, se describen los resultados de TNPP.

A.1. Estación TNPP

Como se mencionó previamente, la estación GNSS denominada TNPP se encuentra instalada en el Golfo de California, en la costa oeste del estado de Sonora, MX, en la ciudad de Puerto Peñasco (**Figura A.1**). Por otro lado, la estación para el monitoreo del nivel del mar o mareógrafo más cercano se encuentra ubicado a aproximadamente ≈ 460 Km en el puerto de Guaymas, Sonora.

Con base en la **Figura A.1**, la estación GNSS denominada TNPP (rombo color rojo) pertenece a la red geodésica TLALOCNet de UNAVCO. La distancia horizontal entre la antena y la costa es de ≈ 200 metros, similar a las otras estaciones de la misma red geodésica, TNPP fue configurada para registrar observaciones cada 15 segundos (0.0667 Hz). Por otro lado, al igual que TNTM, el sitio para el presente estudio contiene características físicas a su alrededor que dificultan considerablemente la aplicación de la reflectometría GNSS como por ejemplo colinas, muros y rocas al norte y este de la estación, así como instrumentación (elementos sintéticos necesarios para el funcionamiento del equipo geodésico) del lado oeste, dejando como único punto para recibir señales reflejadas de la costa una porción del lado sur (**Figura A.2**). Además, la estación se encuentra instalada sobre una colina o elevación a ≈ 38 metros sobre la superficie del mar. Tomando en cuenta

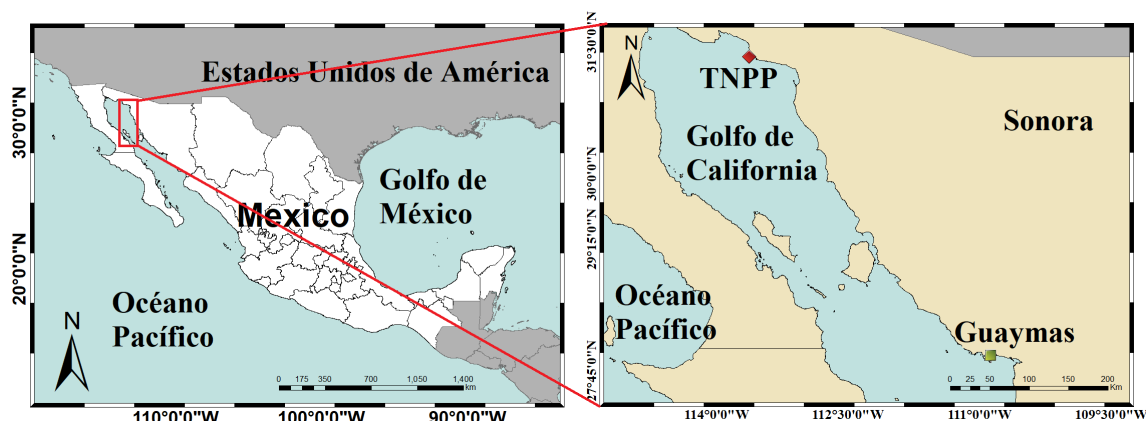


Figura A.1: Ubicación del segundo mareógrafo (Guaymas) y estación GNSS (TNPP) en las costas del golfo de California.

estos factores, se debe seleccionar una porción moderada del azimuth (entre 150 a 270 grados) así como un ángulo de elevación muy bajo (entre 0 y 10 grados) para garantizar que la señal analizada provenga de la superficie del mar.



Figura A.2: Sitio de instalación del GNSS TNPP. El sur se muestra a la izquierda mientras que el oeste se muestra a la derecha.

Con base en la información proporcionada por UNAVCO (<https://www.unavco.org/instrumentation/networks/status/nota/overview/TNPP>) la estación TNPP cuenta con coordenadas geográficas *Latitud* 31,33552 y *Longitud* -113,63164 con una altura *Elipsoidal* de 28 metros, así como una altura arbitraria sobre la superficie reflejante (nivel del mar) de 38 metros. Así mismo, cuenta con un receptor geodésico de doble frecuencia *Trimble Netr9* y una antena con modelo TRM59800.00 SCIT. De forma similar al caso TNTM, para TNPP se utilizaron solo los observables SNR incluidos comúnmente en los archivos RINEX S_1 y S_2 . A pesar de que decidió no utilizar los datos del mareógrafo debido a que la distancia entre ambos es relativamente alta y se vuelve inviable la validación de los datos, por cuestiones informativas, se describe brevemente el equipo del mareógrafo. La estación mareográfica más cercana se encuentra ubicada en Guaymas, Sonora, la instrumentación o forma de medición que se utiliza para medir el nivel del mar es mediante flotador con un intervalo de muestreo de 1 minuto.

A.1.1. Zonas Fresnel

Entre los distintos casos de estudios analizados en este trabajo de investigación, existen muchas similitudes como diferencias. Un punto a destacar como una similitud entre TNTM y TNPP es que en ambos sitios la estación GNSS se encuentra sobre una loma a una altura relativamente considerable sobre la superficie reflectora. El caso de estudio TNPP tiene como función contrastar y validar los efectos de esta altura sobre las señales SNR (*Figura A.3*). Con base en las zonas de reflectancia las cuales fueron calculadas para una altura aproximada de ≈ 37 m, es posible deducir que el rango de acimut que coincide con el agua es de alrededor de los 150 y 270 grados, mientras que los elipses que interactúan con el agua son los más bajos, es decir, de 5 y 10 grados de ángulo de elevación.

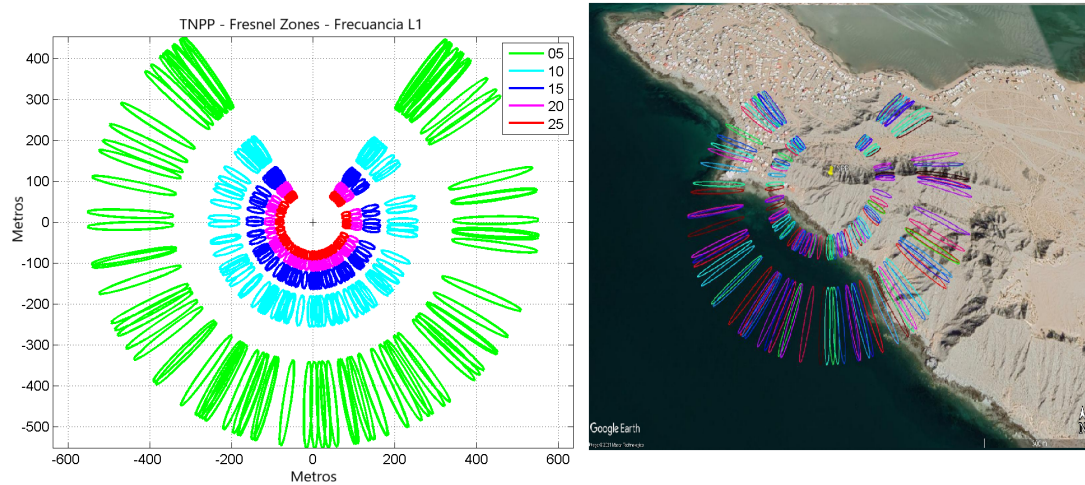


Figura A.3: Izquierda, zona fresnel correspondiente a la estación TNPP. Derecha, vista satelital de la estación con su respectiva zona de reflectancia (*Cortesía de Google Earth*).

Similar a los casos de estudio anteriores, estas condiciones permiten establecer la primer mascaró para la selección de las observaciones (H_R) evitando así señales contaminadas por otros elementos físicos. Debido a que esta estación también se encuentra sobre una elevación (como TNTM), se decidió emplear la misma metodología que en TNTM, es decir, se aplicaron filtros digitales con el objetivo de mitigar el ruido en el SNR. Además, otra similitud, es que debido a la misma altura, vuelven a aparecer brechas entre los elipses de ángulos de elevación pequeños (entre 5 y 10 grados). Estas zonas indican que no habrá señales provenientes de la misma. Por consiguiente, para TNTM el diámetro de la circunferencia de sensado es de aproximadamente ≈ 600 metros. Es importante mencionar que, el ruido en las señales no solo depende de seleccionar o ajustar un correcto rango de acimut y ángulo de elevación en las observaciones. Por ejemplo, ciertos elementos en el entorno alrededor de la antena GNSS pueden influir en la multitrayectoria, como por ejemplo rocas, árboles, muros, e incluso pendientes inclinadas en la misma, para TNPP la mayoría de estos elementos está presente (*Figura A.2*).

A.1.2. Ruido en la Señal SNR y SAR

Hasta este punto, se ha demostrado y hecho énfasis en la geometría o forma que debe tener la señal SNR para que se puedan esperar buenos resultados referente al monitoreo del nivel del mar. Para el caso de estudio de CN26 se logró encontrar esta geometría en algunas señales (*Figura 4.2*), mientras que en TNTM, desafortunadamente no se logró encontrar señales con forma de senoide (*Figura 4.15*). Para el caso de TNPP, el efecto de la altura de la antena sobre la superficie reflectora se repite (*Figura A.4*), es decir, las señales SNR llevan consigo ruido el cual es agregado por el entorno mismo. Por lo tanto, nuevamente se procedió a aplicar filtros digitales para mitigar este ruido.

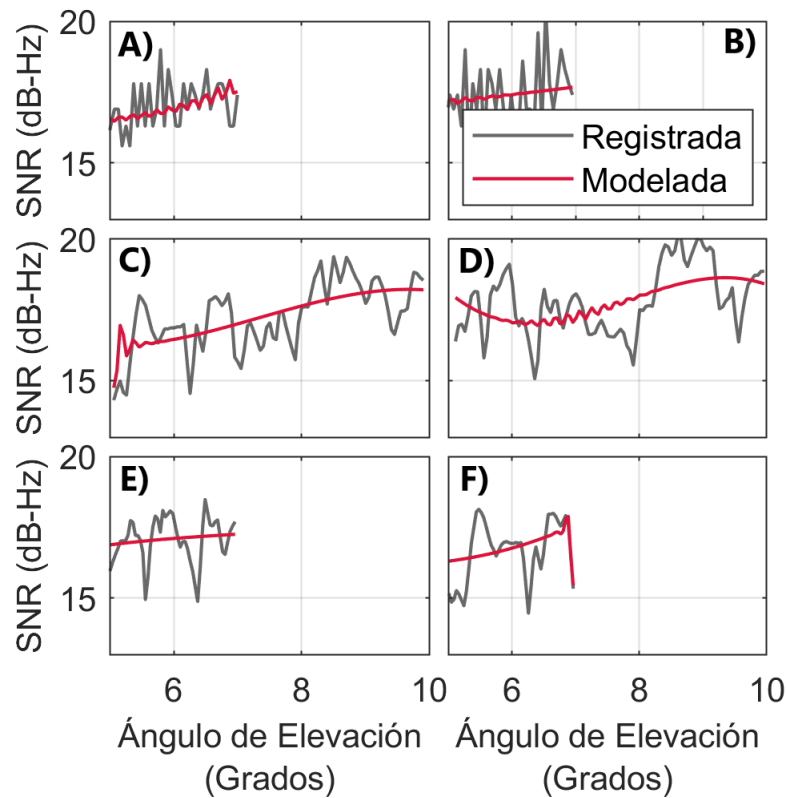


Figura A.4: Ejemplos de señales SNR registradas por la estación TNPP pertenecientes al PRN 2, DoY 263.46 y acimut 196.

La *Figura A.4* tiene como objetivo contrastar una muestra de las señales SNR antes y después del filtrado. Por lo tanto, se muestran seis señales provenientes del mismo satélite GPS (*PRN*), día del año (*DoY*) y acimut. La columna izquierda (A, C y E) muestra el mejor senoide encontrado para la época señalada. La columna derecha (B, D y F) muestra señales con ruido considerable donde no es posible apreciar el patrón o senoide. En A y B, se muestra el SNR registrado por el receptor GNSS sin ningún tipo de filtrado (observaciones RAW). En C y D, se muestra el resultado para la primera configuración de filtrado, el cual, similar a TNTM corresponde a un filtro pasa baja (LPF) del tipo filtro de respuesta de impulso infinito (IIR) de orden cuatro y frecuencia de corte de 0.00625 Hz. En E

y F, se muestra el resultado para la segunda configuración de filtrado, el cual, tomando en cuenta la mayoría de las características del anterior, solo difiere en el orden del filtro, ajustándose a siete.

Para el caso de las observaciones SAR, se tomo en cuenta la misma metodología para analizar el ruido en las observaciones. Tomando en cuenta las trayectorias satelitales más cercanas a la estación GNSS, se descargaron 28 conjuntos de datos correspondientes al año 2019. Así mismo, estos datos forman parte de los ciclos 40 al 53. En la **Figura A.5** se muestra la trayectoria ascendente y descendente para el ciclo 40 y pasos 47-98, respectivamente. Además, el triángulo de color rojo representa la estación GNSS TNPP y con motivos de referencia, el rombo de color verde representa la ciudad de Puerto Peñasco.

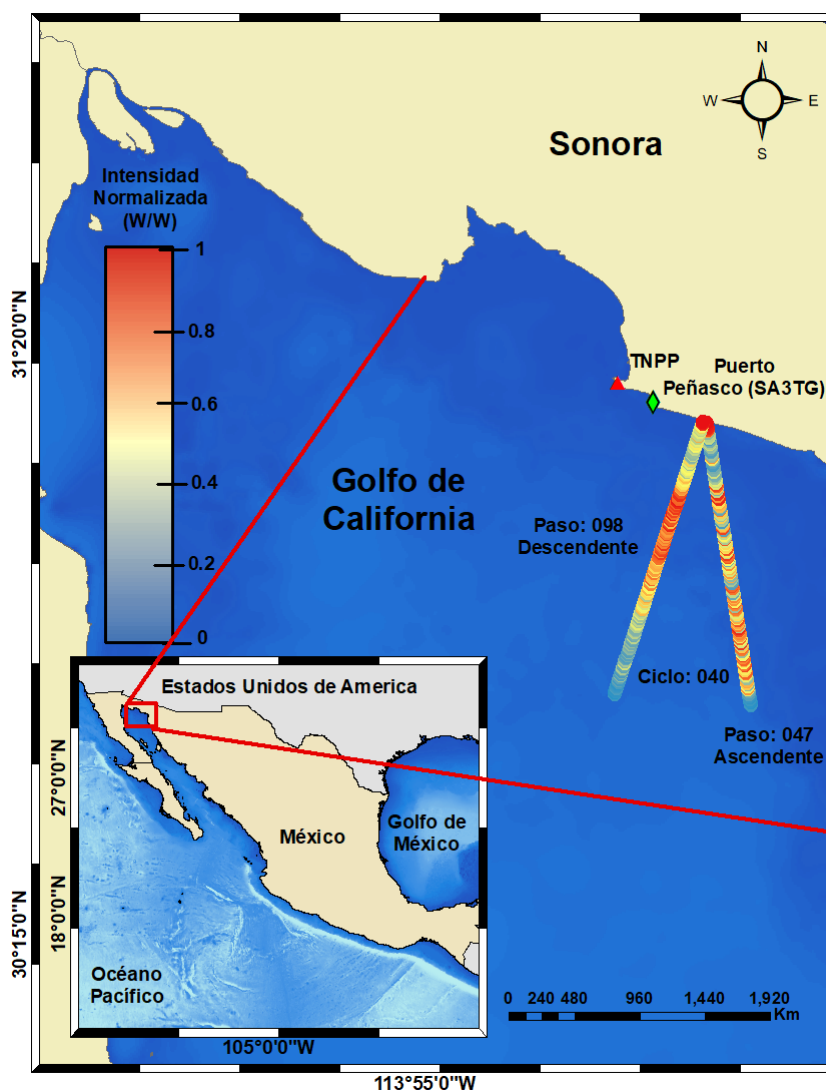


Figura A.5: Trayectoria normalizada de la misión Sentinel-3A sobre la estación TNPP.

De forma similar, para visualizar el ruido tras el paso del satélite, la señal recibida por el altímetro fue normalizada en función de cada trayectoria ascendente o paso ascendente (**Figura A.5**). A partir de este análisis, es posible visualizar

que las señales provenientes de la trayectoria ascendente suele tener menos ruido que las señales provenientes de la trayectoria descendente, similar a los otros dos casos de estudio. En el caso de la trayectoria descendente, el mayor ruido se encuentra en las latitudes 31.0325 y 31.1852, es decir, aproximadamente ≈ 8 Km antes de llegar a la costa. Mientras que en la trayectoria ascendente, el mayor ruido se manifiesta a pocos metros de la costa, este fenómeno se puede visualizar también en la *Figura A.6*.

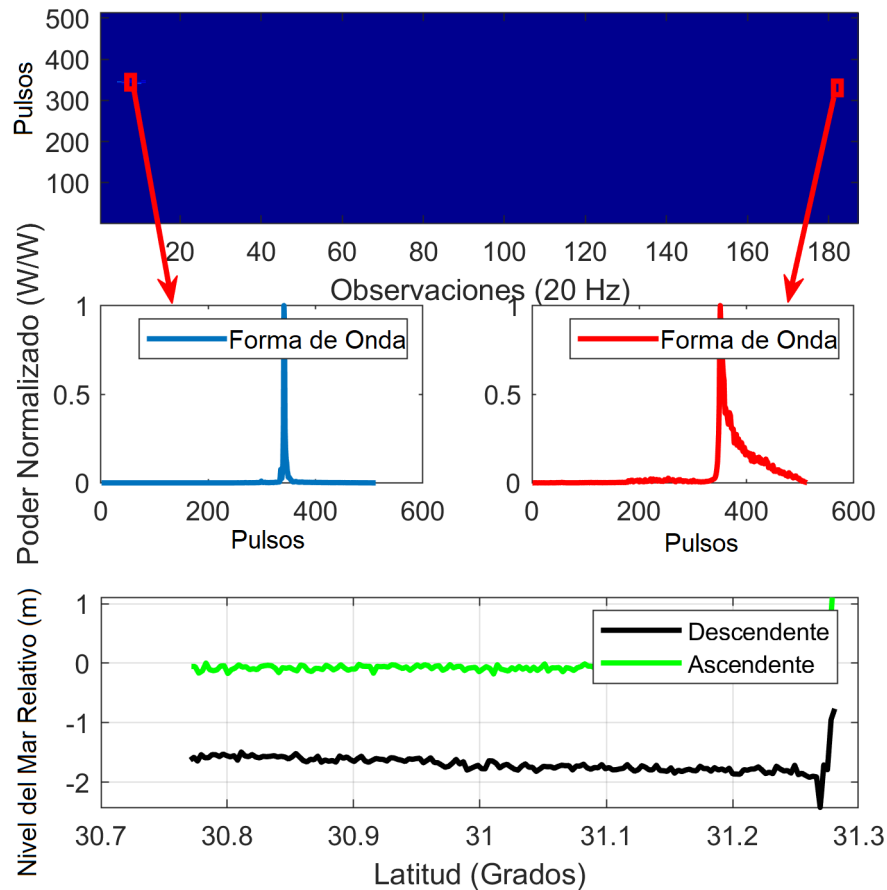


Figura A.6: Ecograma y análisis de las formas de onda SAR para el sitio TNPP.

En la *Figura A.6*, el panel superior muestra el ecograma registrado por el altímetro para una trayectoria ascendente. Por ende, dos muestras fueron seleccionadas para visualizar el ruido en dicha trayectoria, una cercana a la costa (panel medio-izquierdo) y otra en aguas profundas (panel medio-derecho). Finalmente, en el panel inferior se muestra el parámetro SLA conforme se incrementa la latitud. Además, para el caso de estudio TNPP se optó por promediar las observaciones SLA a lo largo de la trayectoria para poder ser comparadas y validar las observaciones GNSS-R.

A.1.3. Análisis Armónico de Mareas y Serie Temporal

El análisis armónico de mareas ha demostrado ser viable para ciertos casos de estudio. El caso presente no es una excepción, por lo que también se optó por aplicarlo a TNPP. Por consiguiente, debido a que la distancia entre el mareógrafo y el GNSS es relativamente grande, la validación de los datos entre ambos instrumentos se vuelve inviable. Sin embargo, es importante mencionar que el mareógrafo instalado en Guaymas, Sonora es administrado por el Servicio Mareográfico Nacional (SMN) y la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Por esta razón, el análisis armónico se aplicó solo sobre la serie de tiempo GNSS-R. Del mismo modo a los casos de estudio anteriores (CN26 y TNTM), el software utilizado para este propósito fue *U_tide*.

Con base en la **Figura A.7**, en color rojo se muestra la serie de tiempo GNSS-R como datos de entrada. En color verde se denota la predicción de la marea resultante del análisis armónico. Finalmente, en color azul se representa la señal de salida o el SLA, preparada para ser comparada con los datos altimétricos, incluso la media fue sustraída por motivos representativos.

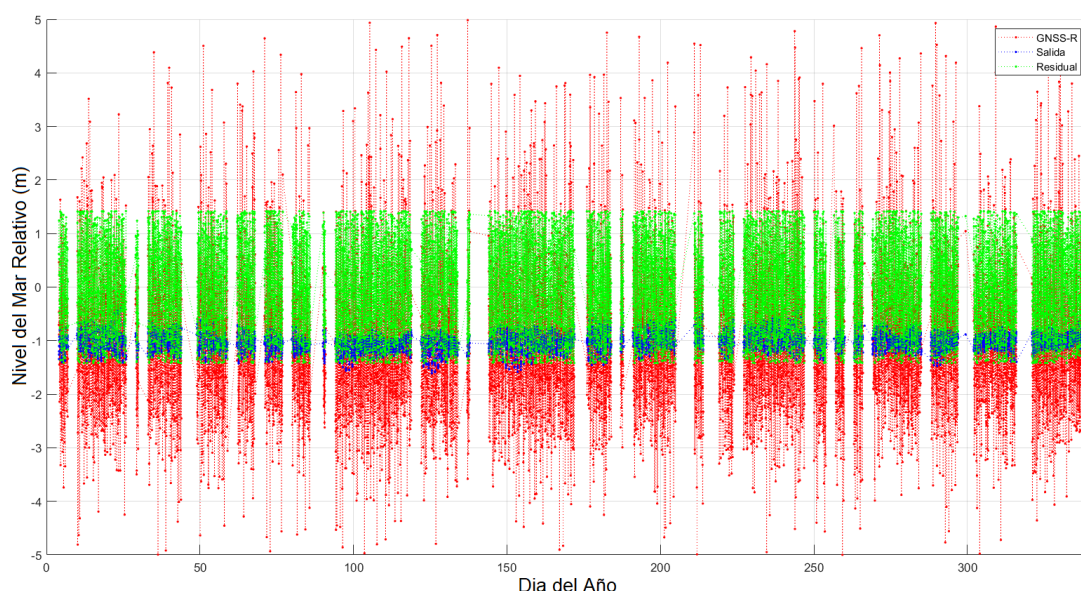


Figura A.7: Análisis armónico y predicción de la marea para la estación TNPP durante el año 2019.

Con base en el resultado del análisis armónico, fue posible encontrar los constituyentes armónicos estadísticamente significativos para el caso de estudio TNPP. Por consiguiente, los cinco constituyentes detectados fueron K_1 (Lunar diurno), L_2 (Lunar semidiurno elíptico menor), MKS_2 (Lunisolar semidiurno), N_2 (Lunar semidiurno elíptico mayor) y SSA (Solar semestral). Así mismo, también se calcularon sus respectivas frecuencias (f), amplitudes (A), fases (ϕ) y precisiones (con intervalo de confianza de 95 %). Es importante notar que, similar a TNTM, debido a que no se realizó este análisis para el mareógrafo de referencia, no se calcularon las diferencias (Δ_A y Δ_ϕ) con respecto al mismo.

Tabla A.1: Componentes de marea dominantes locales calculados a partir del análisis armónico (TNPP).

Componente Armónico	Parámetro				
	$f(horas)$	$A(cm)$	$\sigma_A(cm)$	$\phi(^{\circ})$	$\sigma_{\phi}(^{\circ})$
K_1	23.9344	7.47	1.59	115	13.8
L_2	12.1916	4.91	1.48	212	15.5
MKS_2	12.3854	4.91	1.62	258	17.3
N_2	12.6583	4.63	1.26	115	19
SSA	4382.12	6.42	1.75	253	16

Con base en la **Tabla A.1**, es posible deducir que K_1 es el constituyente con mayor amplitud en el área de estudio, posteriormente SSA le corresponde en segundo orden. En términos de precisión, SSA es el constituyente con mayor diferencia (1.75 cm) seguido de K_1 . En términos de frecuencias, solo el constituyente K_1 se encuentra en los tres casos de estudio manteniendo relativamente el mismo periodo.

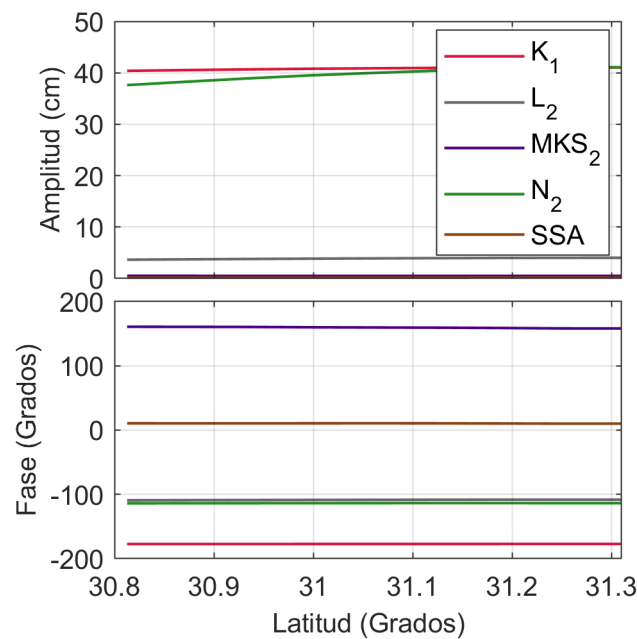


Figura A.8: Amplitud y fase para los cinco componentes armónicos a través de las dos ubicaciones con base en el sitio TNPP y el modelo FES2014b.

Retomando el caso de estudio TNTM, en TNPP no fue posible determinar la variación o diferencia entre las dinámicas oceánicas y las oscilaciones sub-diarias entre el GNSS y el mareógrafo ya que no se realizó el análisis armónico de referencia. Sin embargo, a partir de la serie de tiempo GNSS-R se puede predecir el rango de marea para el área de estudio mediante la siguiente ecuación: $2(M_2 + O_1 + K_1)$ dando como resultado ≈ 22.28 cm.

Continuando con la metodología, la siguiente etapa consistió en interpolar linealmente el modelo mareográfico global FES2014b (*Figura A.8*) con el objetivo de cuantificar la diferencia en el rango de mareas entre los dos sitios. Lo anterior se realizó localizando el punto más cercano entre el mareógrafo y las ubicación de la estación GNSS-R, respectivamente.

La discrepancia de la marea entre las dos localizaciones para el componente armónico K_1 es de 0.6 cm en términos de amplitud así como 0.2 grados en términos de fase (*Tabla A.2*), respectivamente.

Tabla A.2: Estadísticas basadas en el sitio TNPP y modelo mareográfico FES2014b entre las dos ubicaciones. Diferencias absolutas (D_A) y relativas (D_R) son incluidas.

	Amplitud (cm)					Fase (grados)				
	K_1	L_2	MKS_2	N_2	SSA	K_1	L_2	MKS_2	N_2	SSA
GNSS-R	41.5	4.1	0.5	42.4	0.2	-176	-107	161	-112	11.6
SA3TG	40.1	3.6	0.4	37.5	0.1	-178.5	-111	155	-116	9.6
D_A	0.6	0.4	0.1	3.5	0.1	0.2	1	2.6	0.3	0.5
D_R (%)	1.6	10.2	3.7	9.2	14.1	0.1	0.9	1.6	0.2	5.2

A.1.4. Posprocesamiento de los Datos

Hasta este punto, es posible notar muchas similitudes entre TNTM y TNPP, así como es posible contrastar las diferencias entre estos dos y CN26. Definitivamente, la altura reflectora tiene un impacto negativo en la señal SNR (*Figura A.4*) y por consecuente la serie de tiempo resultante es afectada. Por lo tanto, el filtrado digital continua siendo una opción viable para el tratado de señales, mismo que también se aplicó para TNPP.

Por otro lado, ya que el rango de marea calculado por el GNSS-R y los datos altimétricos es menor a los siete metros, tampoco fue posible aplicar las correcciones en posprocesamiento para una superficie reflectante que cambia conforme el tiempo, como el caso del mar (*Figura A.9*). En dicha figura, en color gris fuerte se muestran las brechas o zonas sin observaciones GNSS-R. El ajuste de los rangos de acimut y ángulos de elevación se visualizan en color rojo, así como la desviación estándar de las observaciones en color gris claro.

En el mismo sentido, el panel superior de la *Figura A.9*, muestra la serie de tiempo para datos sin pasar previamente por filtros digitales (RAW), mientras que el panel inferior muestra la serie temporal para los datos con la correlación más alta con base en el experimento de filtrado con mejor resultado. Por otro lado, con el objetivo de hacer la serie de tiempo consistente para el caso del experimento con filtro, la etapa de posprocesamiento requirió de omitir las observaciones correspondientes al último mes del año ya que el ruido y los valores sin significancia cuantitativa eran muy elevados.

Por el lado de la altimetría SAR, nuevamente se aplicaron las correcciones correspondientes a la serie de tiempo para que esta ultima fuera consistente con la

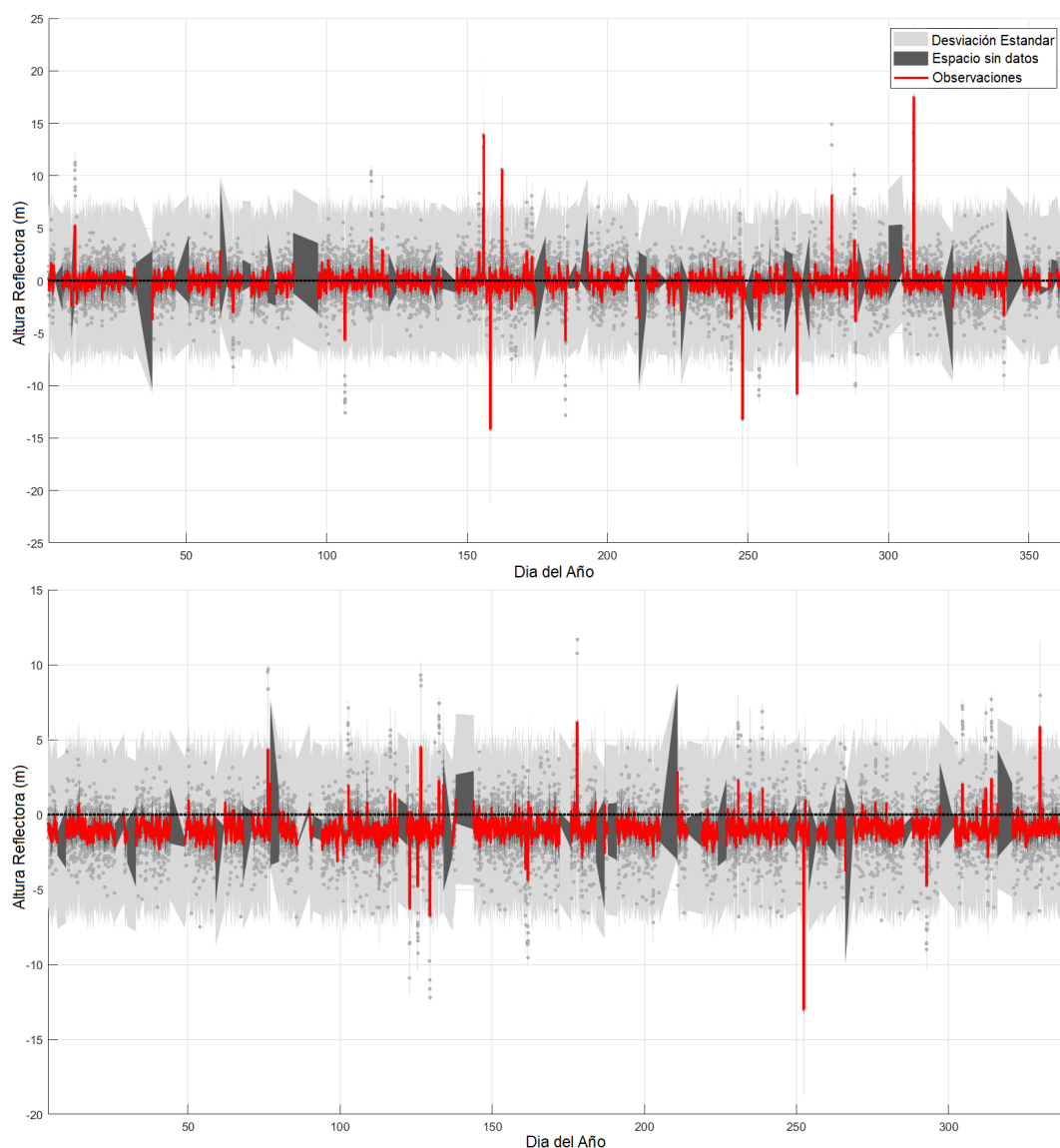


Figura A.9: Serie de tiempo (TNPP) de las variaciones del nivel del mar con las correcciones de posprocesamiento durante el año 2019.

serie de tiempo GNSS-R. Es importante mencionar que para este caso de estudio adicional, solo se descargaron y utilizaron datos del producto *SARvatore* (igual que en TNTM). Lo anterior se decidió por los mismos motivos que en TNTM, ya que datos provenientes de *Peachi* y *SARvatore* pertenecen a la misma misión satelital. Otras misiones altimétricas tienen sus trayectorias alejadas del área de estudio, por este motivo no se emplearon. Finalmente, para los propósitos y objetivos planteados en este caso de estudio, se replanteó utilizar la misma metodología de promediado utilizada en TNTM, ya que desde el punto de vista de monitoreo del nivel del mar, la serie de tiempo resultante resulta viable, es decir, sin necesidad de expandir las observaciones al doble (como en CN26).

A continuación, la **Figura A.10** muestra la serie temporal para el año 2019 de la estación TNPP.

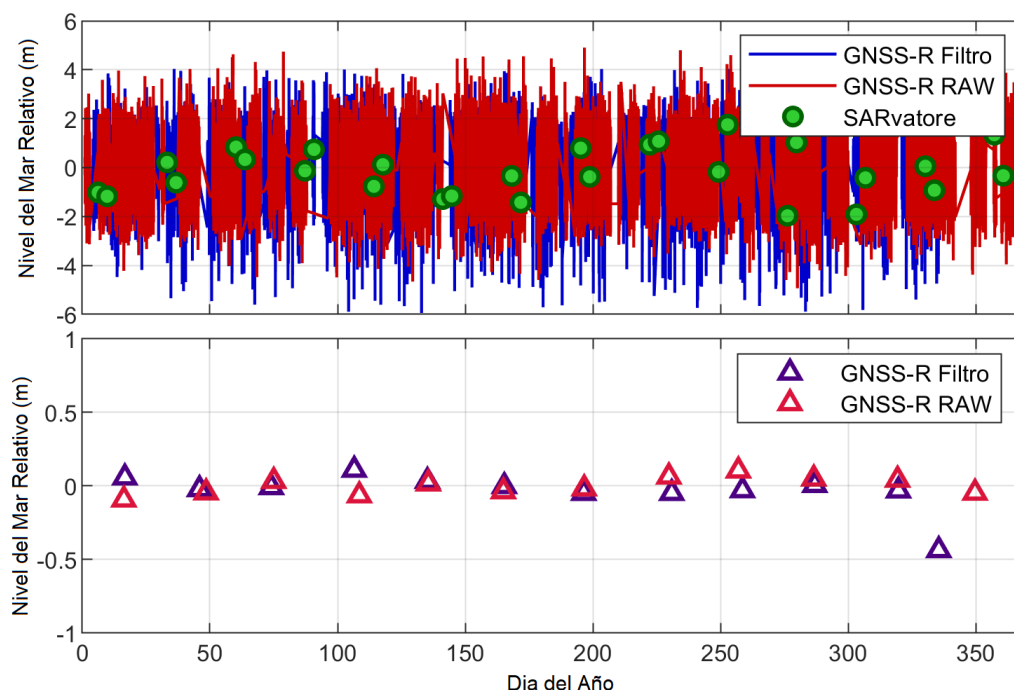


Figura A.10: Serie de tiempo de las variaciones del nivel del mar contemplando las correcciones en la solución final para la estación TNPP.

Con base en la *Figura A.10*, se puede visualizar en color rojo la serie de tiempo GNSS-R con observaciones diarias tanto para los datos sin filtrado, así como en color azul los datos con la mejor configuración de filtro. En círculos verdes se muestran las observaciones SAR (dos por mes). Por otro lado, las observaciones mensuales GNSS-R tanto para los datos sin filtro como datos filtrados se muestran en el panel inferior en color rojo y azul, respectivamente. A partir del análisis visual, es posible deducir que las observaciones GNSS-R tienden a imitar el comportamiento de las observaciones SAR (los cuales son de referencia) en forma moderada. Esto se puede apreciar mejor desde las observaciones mensuales, es decir, se aprecian dos incrementos y dos decrementos en todo el año, mientras que las observaciones SAR, muestran tres incrementos y dos decrementos al año.

A.1.5. Análisis Estadístico

Como en los dos casos de estudio anteriores, la última etapa de resultados consiste en evaluar estadísticamente el comportamiento de ambos instrumentos remotos (sin incluir un mareógrafo de referencia). Con base en la metodología empleada (similar a TNTM), se obtuvieron tres correlaciones en total (una por cada experimento, con y sin filtro). Para ello, se calculó la correlación lineal (ρ), el error medio cuadrático ($RMSE$) y la pendiente de la correlación ($Slope$) (*Figura A.11*).

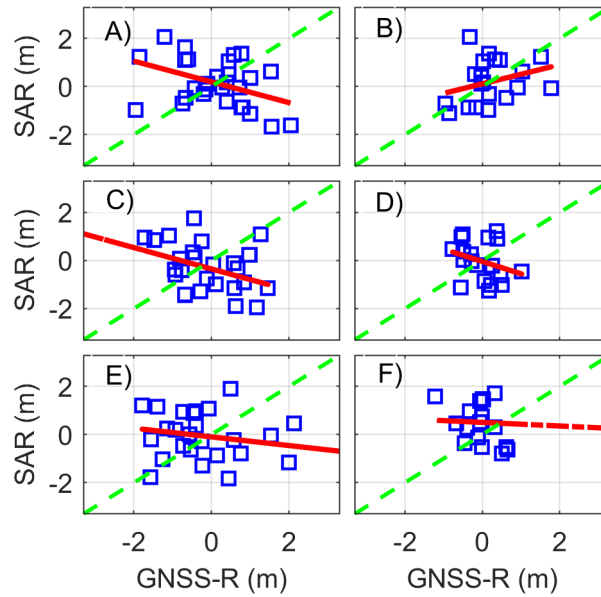


Figura A.11: Correlaciones lineales para la estación TNPP y las técnicas de medición remota propuestas.

Con base en la **Figura A.11**, en A y B se visualizan los puntos dispersos resultantes de la correlación entre los datos sin filtros (RAW o crudos). Particularmente, en A se representa la correlación sin posprocesamiento el cual obtuvo un $\rho = 0,369$, $RMSE = 90,77$ cm, y $Slope = 0,3786$; mientras que en B con posprocesamiento se obtuvo $\rho = 0,28$, $RMSE = 85,23$ cm, y $Slope = 0,3668$. En C y D se representa la correlación para el primer experimento con filtrado (Filtro 1, IIR-LPF de Orden 4 y $F_C = 0,00625$ Hz), donde en C no se realizó posprocesamiento obteniendo $\rho = 0,446$, $RMSE = 86,61$ cm, y $Slope = 0,4081$; mientras que en D se aplicó posprocesamiento con $\rho = 0,273$, $RMSE = 77,09$ cm, y $Slope = 0,4735$. Finalmente, en E y F se muestra la correlación para el segundo experimento con filtro digital (Filtro 2, IIR-LPF de Orden 7 y $F_C = 0,00625$ Hz), de forma similar en E no se cuenta con posprocesamiento, obteniendo así $\rho = 0,207$, $RMSE = 94,47$ cm, y $Slope = 0,1579$; mientras que en F con posprocesamiento se tiene $\rho = 0,153$, $RMSE = 79,16$ cm, y $Slope = 0,076$.

Con el objetivo de agrupar los resultados estadísticos, los valores antes y después del posprocesamiento así como con datos sin y con filtrado se muestran en la **Tabla A.3**. En esta tabla, los valores clasificados como $\leftarrow A$ corresponden a los estadísticos obtenidos antes del posprocesamiento, mientras que aquellos clasificados como $D \rightarrow$ corresponden a los valores obtenidos después del posproceso, respectivamente.

En ultima instancia, se realizó la prueba Van de Castele para la estación TNPP tomando como referencia las observaciones SAR. Lo anterior, se llevo a cabo tanto para datos sin filtro como para datos con filtro, tomando como referencia la serie resultante del mejor filtro (**Figura A.12**).

El resultado de la prueba estadística Van de Castele muestra similitud con su contraparte en TNTM, es decir, en ambos lados del diagrama con respecto al eje central situado en cero se pueden apreciar puntos dispersos. Por lo tanto,

Tabla A.3: Comparación estadística de la serie de tiempo antes y después del posprocesamiento y filtrado para TNPP.

Estadístico	Sin Filtro	Filtro 1	Filtro 2
	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$	$\leftarrow A D \rightarrow$
Correlación (ρ)	0.37 0.28	0.446 0.273	0.207 0.154
RMSE (cm)	90.77 85.23	86.61 77.1	94.47 79.16
Pendiente de Regresión (m/m)	0.378 0.366	0.408 0.473	0.158 0.076

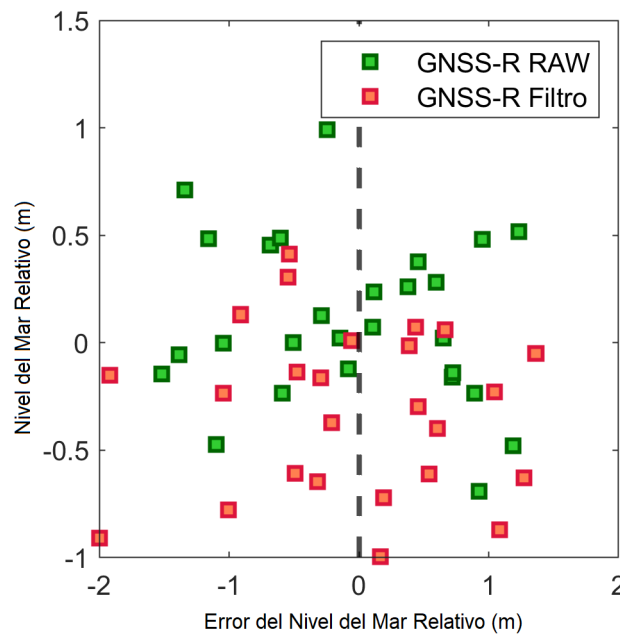


Figura A.12: Diagrama de Van de Castele entre GNSS-R y SAR para la estación TNPP.

se puede concluir que ciertos errores sistemáticos arbitrarios están imbuidos en las series de tiempo. Sin embargo, tal cual fue el caso con TNTM, la cantidad de observaciones empleada en la prueba impacta en el rendimiento de la misma, por lo que no fue posible detectar otro tipo de errores. En el caso de CN26, si fue posible deducir otros errores en la serie de tiempo GNSS-R ya que esta cuenta con más observaciones que la serie SAR.

A.2. Filtrado Digital de Señales

Como se ha mencionado previamente, de los tres casos de estudios descritos en el presente trabajo de investigación, dos de ellos demostraron tener una complejidad elevada al momento de interpretar los resultados, es decir, las precisiones obtenidas mediante la técnica GNSS-R, resultaron ser afectadas. Mediante la búsqueda de respuestas, se llegó a la conclusión que la altura de la antena sobre

la superficie reflectora es un factor que se encuentra envuelto en esta problemática, ya que el ruido en las señales SNR resulta muy elevado. Por lo tanto, con el objetivo de mitigar este ruido antes de procesar los datos GNSS-R, se planteó diseñar y aplicar distintos tipos de filtrados a través de distintos experimentos. A continuación, se describe a detalle el resultado de dicha experimentación.

En primer lugar, se seleccionó una señal SNR con base en un análisis visual cualitativo, la cual pareciera conservar el senoide de referencia, pero que a su vez, este no aparece (*Figura A.13*). Además, la estación TNPP fue seleccionada para este propósito, debido a que las precisiones y correlaciones más bajas pertenecen a esta.

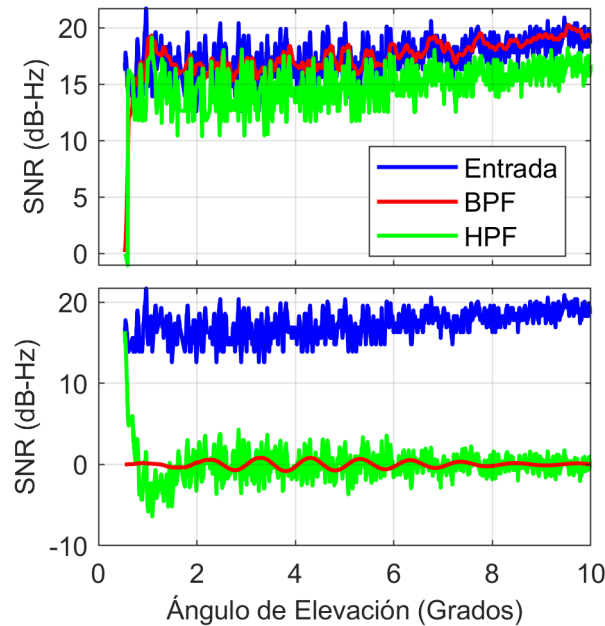


Figura A.13: Señal SNR propuesta para análisis con filtros digitales perteneciente a la estación TNPP.

Con base en la *Figura A.13*, la señal muestreada pertenece al PRN 29, con un DoY de 270.57 y un ángulo de acimut de 276. El panel superior muestra el resultado del procesamiento empleando filtros tipo de Respuesta al Impulso Finito (FIR, por sus siglas en inglés). Mientras que el panel inferior muestra el mismo experimento pero con filtros tipo Respuesta al Impulso Infinito (IIR, por sus siglas en inglés). En ambos casos, se emplearon filtros Pasa-Bandas (BPF) así como filtros Pasa-Altas (HPF). Además, para el caso del filtrado FIR, se utilizó un orden de filtro igual a 20, con una frecuencia de corte (F_C) inferior igual a 0.00625 Hz y F_C superior igual a 0.007 Hz para el caso del BPF, mientras que el F_C del HPF fue de 0.00625 Hz. Por otro lado, en el caso del filtrado tipo IIR, se empleó el filtro tipo *Butterworth*, la configuración tanto para el BPF y el HPF es en su parte la mayoría similar, solo difiere en el orden de filtrado el cual se disminuyó a dos. Hasta este punto se puede deducir que existe una diferencia radical entre los filtros FIR e IIR para este propósito en particular. En el caso FIR, el filtro HPF no logra filtrar adecuadamente el ruido en la señal aparentando tener el mismo comportamiento que la señal original. Del mismo modo, el filtro BPF logra filtrar la mayor parte

de los componentes indeseables, sin embargo, el senoide que se busca obtener aun parece estar ausente. En el caso IIR, el filtro HPF tiene un comportamiento similar a su contraparte FIR, a diferencia que la amplitud media de este ultimo disminuye. En otro sentido, el filtro BPF logra obtener un mejor resultado, donde el senoide se vuelve presente, sin embargo, su tendencia donde la amplitud se incrementa desaparece.

Con la finalidad de complementar y solucionar este detalle en la señal de salida, se propuso realizar un filtrado Pasa-Bajas (LPF) para rescatar la tendencia de baja frecuencia y agregarla al senoide generado por el BPF (*Figura A.14*).

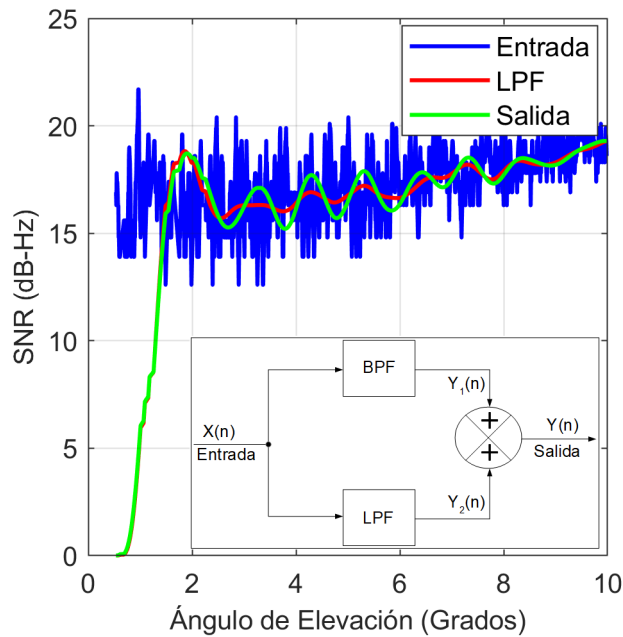


Figura A.14: Resultado del filtrado digital de señales empleando filtros IIR.

Como se puede visualizar en la *Figura A.14*, como entrada se tiene la misma señal registrada por el receptor GNSS, del mismo satélite, día del año y acimut. Como resultado del análisis anterior, los filtros tipo FIR se descartaron ya que no logran filtrar adecuadamente las señales, por lo que a partir de este punto se experimentó con filtros IIR. En color rojo se muestra el filtro LPF con un F_C igual a 0.00625 Hz, mientras que el orden de filtro se ajustó a cuatro. El diagrama interno muestra de forma visual el procedimiento de ajuste de los filtros. Tomando en cuenta la señal BPF (*Figura A.13* panel-inferior), se agregó una nueva señal LPF $Y_2(n)$ dando como resultado una nueva señal de salida $Y(n)$ (color verde). Como es posible visualizar, esta nueva señal presenta un senoide cuya amplitud disminuye conforme se incrementa el ángulo de elevación, si bien es cierto que este senoide en cuestiones de calidad no es similar a los obtenidos en CN26 (*Figura 4.2*), es más limpio que la señal de entrada. Finalmente a partir de este punto, se procedió a procesar los datos mediante la técnica GNSS-R empleando esta configuración de filtrado, difiriendo únicamente en el orden de filtro, siendo el primer experimento denominado (Filtro 1) con un orden de cuatro, mientras que el segundo (Filtro 2) con un orden de siete.

Adicionalmente al filtrado, se analizó la señal de entrada (con ruido) mediante la herramienta para análisis de señales de MATLAB denominada *Wavelet Analyzer* (específicamente para señales de una dimensión). Se empleó el algoritmo *Daubechies* (db) para este propósito, con una configuración de 10 niveles y orden 30 (*Figura A.15*), lo anterior con el objetivo de desplegar la mayor cantidad de detalles posibles.

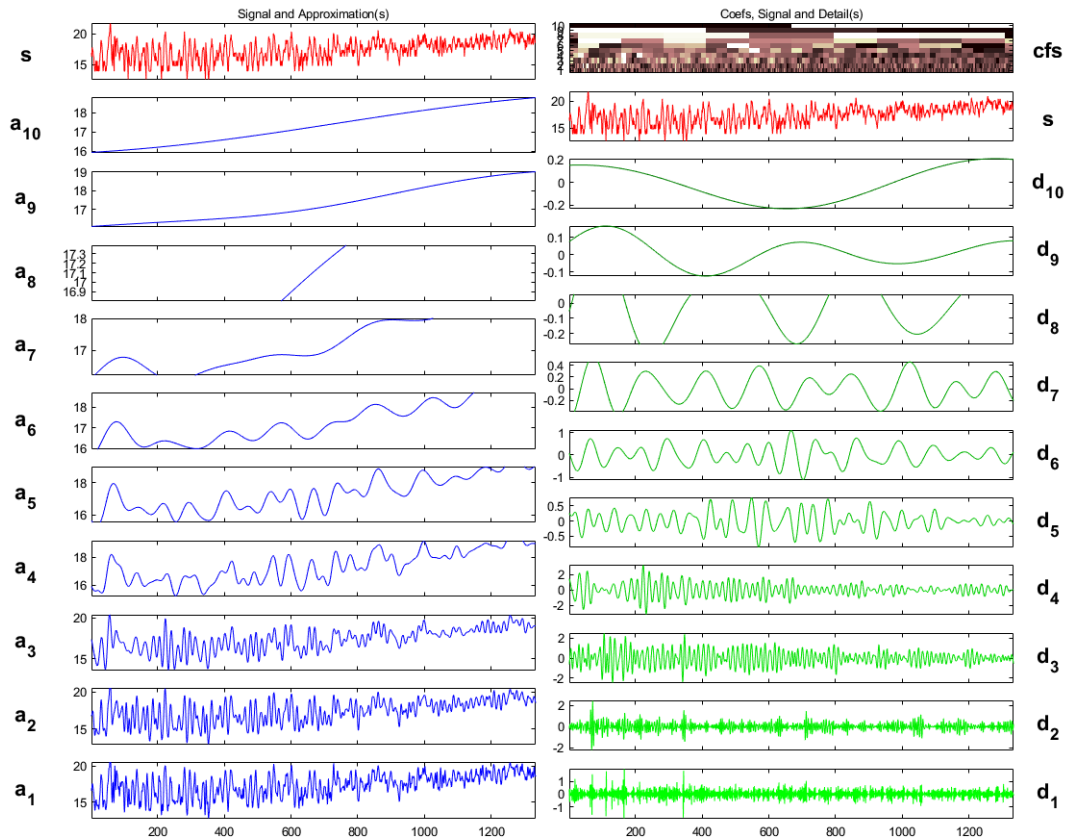


Figura A.15: Análisis de la señal mediante el algoritmo Daubechies.

A partir del análisis *Wavelet*, a la izquierda se muestran las aproximaciones (o representación de la señal en LPF) en 10 niveles ($a_1 \rightarrow a_{10}$), donde S es la señal de entrada. A medida de que se incrementa el nivel, la señal resulta en un filtrado más ajustado. Los primeros tres niveles muestran ruido considerable en la señal, mientras que los últimos cuatro el filtro es muy ajustado, perdiendo la geometría de la misma. Por ende, las aproximaciones en los niveles cuatro, cinco y seis resultan los más destacables, ya que la geometría de la señal se conserva con poco ruido imbuido en la misma. A la derecha se muestran los detalles (o los coeficientes del Wavelet) en 10 niveles ($d_1 \rightarrow d_{10}$). Similar al caso de las aproximaciones, los detalles o coeficientes parecen mostrar una porción de la señal más pequeña conforme se incrementa el nivel del algoritmo. En este sentido, d_3 y d_4 muestran. Los primeros dos niveles muestran una señal densa con ciertos elementos como ruido en algunas zonas. Entre los niveles d_5 y d_{10} , la señal se vuelve menos densa,

sin embargo no es posible identificar ruido en ellas. Por lo tanto, los niveles intermedios d_3 y d_4 resultan destacables, ya que se puede apreciar ruido en las zonas iniciales a intermedias en la señal de muestra.

Un análisis más detallado de estos resultados se muestran en la *Figura A.16*.

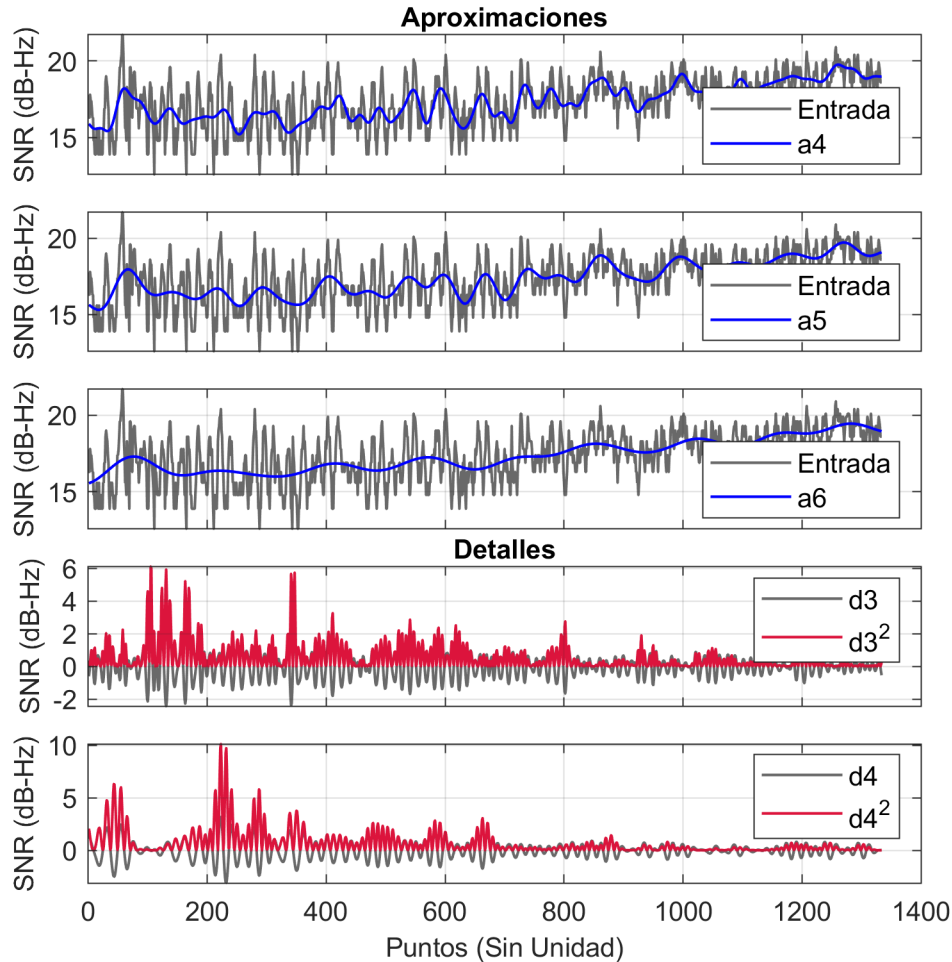


Figura A.16: Aproximaciones y detalles destacables del análisis Wavelet.

En dicha figura, se amplían las aproximaciones con la finalidad de apreciar mejor el efecto del ruido en la señal y como va variando el filtrado conforme se incrementa el nivel o ajuste. Por otro lado, en el caso de los detalles, en color rojo se muestra la señal de los coeficientes elevada al cuadrado (d_n^2), con el objetivo de resaltar aquellos fragmentos de la señal que aportan mayor ruido a la señal, en ambos casos, el mayor ruido se presenta entre el inicio y la mitad de la señal. Tomando en cuenta el ángulo de elevación, esto corresponde entre los cero y seis grados de elevación, es decir, con base en las zonas de reflectancia, se esperaría que las señales reflejadas provienen del agua. Por lo tanto, se puede deducir que estas señales se reflejan con otro elemento del entorno además del agua.

Bibliografía

- Albarède, F. (2009). «Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications». En: *Nature* 1227.461. DOI: <http://dx.doi.org/10.1038/nature08477>. URL: <https://www.nature.com/articles/nature08477>.
- Altamimi, Z (2003). «Discussion on How to Express a Regional GPS Solution in the ITRF». En: *EUREF*, págs. 162-167. URL: <http://www.euref.eu/symposia/book2002/162-167.pdf>.
- Andersen, B. et al. (2016). «The DTU15 MSS and DUT15LAT Reference Surface». En: *DTU Space*. URL: <https://ftp.space.dtu.dk/pub/DTU15/DOCUMENTS/MSS/DTU15MSS+LAT.pdf>.
- Apel, J.R. (1987). *Principles of Ocean Physics*. Vol. 38. International Geophysics Series. ISBN: 9780080570747. URL: <https://www.elsevier.com/books/principles-of-ocean-physics/apel/978-0-12-058866-4>.
- AVISO (2018). *Satellite Altimetry Data*. Disponible en Línea. Accesado en Abril de 2018. URL: <https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html>.
- Berne Valero, JL, AB Anquela Julian y N Garrido Villen (2014). *GNSS. GPS: Fundamentos y Aplicaciones en Geomatica*. 1.^a ed. Editorial Universitat Politecnica de Valencia. ISBN: 978-84-9048-261-2.
- Bilich, A., P. Axelrad y K.M. Larson (2007). «Scientific Utility of the Signal-to-Noise Ratio (SNR) Reported by Geodetic GPS Receivers». En: *Proceedings of the 20th International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation*, págs. 1999-2010. URL: ftp://www.ngs.noaa.gov/pub/abilich/papers/Bilich2007_snrQuality.pdf.
- Bindoff, N.L. et al. (2007). «Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level». En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. URL: <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter5.pdf>.
- Bishop, G.J., J.A Klobuchar y P.H. Doherty (1985). «Multipath effects on the determination of absolute ionospheric time delay from GPS signals». En: *Radio Science* 20.3, págs. 388-396. DOI: [10.1029/RS020i003p00388](https://doi.org/10.1029/RS020i003p00388). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS020i003p00388>.
- Blewitt, Geoffrey (2000). «Basics of the GPS Technique: Observation Equations». En: *Geodetic Applications of GPS*, págs. 10-54. ISSN: 0280-5731.
- Boretti, Alberto (2019). «A realistic expectation of sea level rise in the Mexican Caribbean». En: *Journal of Ocean Engineering and Science* 4.4, págs. 379 -386. ISSN: 2468-0133. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.joes.2019.06.003>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2468013319300567>.
- Carrere, L. et al. (2016). «FES 2014 A New Tidal Model Validation Results and Perspectives for Improvements». En: *ESA Living Planet Conference*.

- Chong, C. (2009). *Stanfords 2009 PNT Challenges and Opportunities Symposium*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: https://web.stanford.edu/group/scpnt/pnt/PNT09/presentation_slides/3_Cao_Beidou_Status.pdf.
- Church, John A. (2015). «Sea Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea Level Changes». En: *Oceanography* 28. URL: <https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.24>.
- Chuvieco, E. y E.C. Salinero (1990). *Fundamentos de teledetección espacial*. Colección Monografías y Tratados Ger. Rialp. ISBN: 9788432126802. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=eJNLSgAACAAJ>.
- Cipollini, Paolo et al. (2017). «Monitoring Sea Level in the Coastal Zone with Satellite Altimetry and Tide Gauges». En: *Surveys in Geophysics* 38.1, págs. 33-57. ISSN: 1573-0956. DOI: 10.1007/s10712-016-9392-0. URL: <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9392-0>.
- Codiga, D.L (2011). *Unified Tidal Analysis and Prediction Using the UTide Matlab Functions*. Inf. téc. 59. 1er Edición. Narragansett, RI: University of Rhode Island Graduate School of Oceanography.
- CORS (2018). *CORS Network Map*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: https://www.ngs.noaa.gov/CORS_Map/.
- Davis, J. L. et al. (1985). «Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length». En: *Radio Science* 20.6, págs. 1593-1607. DOI: 10.1029/RS020i006p01593. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/RS020i006p01593>.
- Dietrich, G. (1980). *General oceanography: an introduction*. A Wiley-Interscience publication. Wiley. ISBN: 9780471021025. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=qAFPAAAAMAAJ>.
- Dinardo, Salvatore (2013). *Guidelines for the SAR (Delay-Doppler) L1b Processing*. Inf. téc. 2. 3rd Edition. Frascati Italy: European Space Agency.
- Dinardo, Salvatore et al. (2018). «Coastal SAR and PLRM Altimetry in German Bight and West Baltic Sea». En: *Advances in Space Research* 62.6, págs. 1371-1404. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.12.018>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117717308943>.
- Douglas, Bruce C. (1997). «Global Sea Rise: A Redetermination». En: *Surveys in Geophysics* 18.2, págs. 279-292. ISSN: 1573-0956. DOI: 10.1023/A:1006544227856. URL: <https://doi.org/10.1023/A:1006544227856>.
- Dow, John M., R. E. Neilan y C. Rizos (2009). «The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems». En: *Journal of Geodesy* 83.3, págs. 191-198. ISSN: 1432-1394. DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3. URL: <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0300-3>.
- Egbert, Gary D. y Svetlana Y. Erofeeva (2002). «Efficient Inverse Modeling of Barotropic Ocean Tides». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19.2, págs. 183-204. DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2002\)019](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019).
- Ekman, M. (1988). «The world's longest continuous series of sea level observations». En: *Pure Appl Geophys* 127, págs. 73-77.

- ESA (2013). *Galileo Full Operational Capability Fact Sheet*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://insidegnss.com/first-galileo-foc-satellite-dorsa-passes-thermal-vacuum-tests/>.
- Frappart, F. et al. (2019). *Satellite Altimetry for Earth Sciences*. MDPI AG. ISBN: 9783038976806. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=42CRDwAAQBAJ>.
- Frédéric, Frappart et al. (2017). «Satellite Altimetry: Principles and Applications in Earth Sciences». En: *Wiley Encyclopedia of Electrical y Electronics Engineering*, págs. 1-25. ISBN: 9780471346081. DOI: 10.1002/047134608X.W1125.pub2. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/047134608X.W1125.pub2>.
- Fu, L.L. y A. Cazenave (2000). *Satellite Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications*. International Geophysics. Elsevier Science. ISBN: 9780080516585. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=vMu29usEgb0C>.
- Gakstatter, E. (2006). *L2C — Not just vanilla GPS anymore*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://gpsworld.com/surveyl2c-not-just-vanilla-gps-anymore-3399/>.
- Ge, M. et al. (2008). «Resolution of GPS carrier-phase ambiguities in Precise Point Positioning (PPP) with daily observations». En: *Journal of Geodesy* 82.7, págs. 389-399. ISSN: 1432-1394. DOI: 10.1007/s00190-007-0187-4. URL: <https://doi.org/10.1007/s00190-007-0187-4>.
- GNSS, Inside (2006). *The L2C Study: Benefits of the New GPS Civil Signal*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://www.insidegnss.com/node/888>.
- GPOD, SARvatore (2019). *GPOD Sentinel 3 SARvatore Software Prototype User Manual*. Disponible en Línea. Accesado en Junio de 2019. URL: <http://wiki.services.eoportal.org/tiki-index.php?page=GPOD+SENTINEL-3+SARvatore+Software+Prototype+User+Manual>.
- Grenerczy, Gyula, Ambrus Kenyeres e István Fejes (2000). «Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105.B9, págs. 21835-21846. DOI: 10.1029/2000JB900127. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2000JB900127>.
- Gurtner, W. y L. Estey (2013). *RINEX - The Receiver Independent Exchange Format Version 3.02*. RINEX Working Group and Radio Technical Commission for Maritime Services Special Committee 104. Accesado en Mayo de 2018. URL: <ftp://igs.org/pub/data/format/rinex302.pdf>.
- Guzman, M. et al. (2019). «GPS Accelerometer and Smartphone Fused Smart Sensor for SHM on Real Scale Bridges». En: *Advances in Civil Engineering* 2019.1, págs. 01-15. ISSN: 1687-8086, 1687-8094. DOI: 10.1155/2019/6429430. URL: <https://www.hindawi.com/journals/ace/2019/6429430/>.
- Haigh, Ivan D., M. Eliot y C. Pattiaratchi (2011). «Global influences of the 18.61 year nodal cycle and 8.85 year cycle of lunar perigee on high tidal levels». En: *Journal of Geophysical Research* 116.6, págs. 60-25. URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/2010JC006645>.

- Halimi, Abderrahim et al. (2014). «A Semi-Analytical Model for Delay/Doppler Altimetry and its Estimation Algorithm». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52.7, págs. 4248-4258. DOI: [10.1109/TGRS.2013.2280595](https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2280595). URL: <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01109931>.
- Hayward, Thomas L. (1997). «Pacific Ocean climate change: atmospheric forcing, ocean circulation and ecosystem response». En: *Trends in Ecology and Evolution* 12.4, págs. 150 -154. ISSN: 0169-5347. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0169-5347\(97\)01002-1](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(97)01002-1). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169534797010021>.
- Hernández-Pajares, M. et al. (2007). «Second-order ionospheric term in GPS: Implementation and impact on geodetic estimates». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112.B8. DOI: [10.1029/2006JB004707](https://doi.org/10.1029/2006JB004707). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JB004707>.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger y J. Collins (2001). *Global Positioning System: Theory and Practice*. 5.^a ed. Springer-Verlag Wien. ISBN: 978-3-7091-6199-9. DOI: [10.1007/978-3-7091-6199-9](https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6199-9).
- IGS (2018). *GNSS Network Map*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://www.igs.org/network>.
- IHB (1953). *Limits of oceans and seas*. Inf. téc. 53. 3ra Edición. Monte Carlo: International Hydrographic Bureau.
- Ingle, V.K. y J.G. Proakis (2011). *Digital Signal Processing Using MATLAB*. The PWS BookWare companion series. Cengage Learning. ISBN: 9781111427375. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=dRIfAQAAIAAJ>.
- Inside, GNSS (2013). *First Galileo FOC Satellite Does Thermal Vacuum Tests*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://insidegnss.com/first-galileo-foc-satellite-does-thermal-vacuum-tests/>.
- Ippen, A.T. (1982). *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. Iowa State University Press. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=fsqfcQAACAAJ>.
- J. Sanz Subirana, J.M., Juan Zornoza y M. Hernandez Pajares (2011). «Transformations Between ECEF and ENU Coordinates». En: *European Space Agency Fundamentals* 1.1, págs. 1-4. URL: https://gssc.esa.int/navipedia/index.php/Transformations_between_ECEF_and_ENU_coordinates.
- Jackson, Michael E. (2003). «Geophysics at the speed of light : EarthScope and the Plate Boundary Observatory». En: *The Leading Edge* 22.3, pág. 262. DOI: [10.1190/1.1564532](https://doi.org/10.1190/1.1564532). URL: <http://dx.doi.org/10.1190/1.1564532>.
- Joseph, Angelo (2010). «What is the difference between SNR and C/N0?» En: *Inside GNSS* 5.8, págs. 20-25. URL: <http://insidegnss.com/auto/novdec10-Solutions.pdf>.
- Katzberg, Stephen J. y James L. Garrison (1996). «Utilizing GPS To Determine Ionospheric Delay Over the Ocean». En: *NASA Tech Memo* 4750, págs. 10-14.
- Larson, Kristine M., Johan S. Löfgren y Rüdiger Haas (2013). «Coastal sea level measurements using a single geodetic GPS receiver». En: *Advances in Space Research* 51.8. Satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using GNSS, págs. 1301 -1310. ISSN: 0273-1177. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.04.017>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117712002608>.

- Larson, Kristine M. y Felipe G. Nievinski (2013). «GPS snow sensing: results from the EarthScope Plate Boundary Observatory». En: *GPS Solutions* 17.1, págs. 41-52. ISSN: 1080-5370, 1521-1886. DOI: [10.1007/s10291-012-0259-7](https://doi.org/10.1007/s10291-012-0259-7). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s10291-012-0259-7>.
- Larson, Kristine M., Richard D. Ray y Simon D. P. Williams (2017). «A 10-Year Comparison of Water Levels Measured with a Geodetic GPS Receiver versus a Conventional Tide Gauge». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 34.2, págs. 295-307. DOI: [10.1175/JTECH-D-16-0101.1](https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0101.1). URL: <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0101.1>.
- Larson, Kristine M. y Eric E. Small (2014). «GPS ground networks for water cycle sensing». En: *2014 IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Quebec City, QC: IEEE, págs. 3822-3825. ISBN: 978-1-4799-5775-0. DOI: [10.1109/IGARSS.2014.6947317](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6947317). URL: <http://ieeexplore.ieee.org/document/6947317/> (visitado 05-02-2019).
- Larson, Kristine M. et al. (2008a). «Use of GPS receivers as a soil moisture network for water cycle studies». En: *Geophysical Research Letters* 35.24. DOI: [10.1029/2008GL036013](https://doi.org/10.1029/2008GL036013). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2008GL036013>.
- Larson, Kristine M. et al. (2008b). «Using GPS multipath to measure soil moisture fluctuations: initial results». En: *GPS Solutions* 12.3, págs. 173-177. ISSN: 1521-1886. DOI: [10.1007/s10291-007-0076-6](https://doi.org/10.1007/s10291-007-0076-6). URL: <https://doi.org/10.1007/s10291-007-0076-6>.
- Larson, Kristine M. et al. (2009). «Can we measure snow depth with GPS receivers?» En: *Geophysical Research Letters* 36.17. DOI: [10.1029/2009GL039430](https://doi.org/10.1029/2009GL039430). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009GL039430>.
- Laskowski, P., F. Bordoni y M. Younis (2011). «Antenna Pattern Compensation in Multi-Channel Azimuth Reconstruction Algorithm». En: *The Advanced RF Sensors and Remote Sensing Instruments*, págs. 1-10. URL: <https://core.ac.uk/download/pdf/30998049.pdf>.
- LeProvost, C. et al. (1994). «Spectroscopy of the world ocean tides from a finite element hydrodynamic model». En: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99.C12, págs. 24777-24797. DOI: [10.1029/94JC01381](https://doi.org/10.1029/94JC01381). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94JC01381>.
- Löfgren, J. S. et al. (2011). «Three months of local sea level derived from reflected GNSS signals». En: *Radio Science* 46.6. DOI: [10.1029/2011RS004693](https://doi.org/10.1029/2011RS004693). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2011RS004693>.
- Löfgren, Johan, Rüdiger Haas y Jan Johansson (2011). «Monitoring coastal sea level using reflected GNSS signals». En: 47, págs. 213-220. URL: http://publications.lib.chalmers.se/records/fulltext/local_126463.pdf.
- Löfgren, Johan S. (2014). «Local Sea Level Observations Using Reflected GNSS Signals». Tesis doct. Gothenburg, Sweden: Chalmers University of Technology.

- Löfgren, Johan S. y Rüdiger Haas (2014). «Sea level measurements using multi-frequency GPS and GLONASS observations». En: *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing* 2014.1, pág. 50. ISSN: 1687-6180. DOI: [10.1186/1687-6180-2014-50](https://doi.org/10.1186/1687-6180-2014-50). URL: <https://doi.org/10.1186/1687-6180-2014-50>.
- Löfgren, J.S., R. Haas y J.M. Johansson (2010). «High-rate local sea level monitoring with a GNSS-based tide gauge». En: *2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, págs. 3616-3619. DOI: [10.1109/IGARSS.2010.5652888](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2010.5652888).
- Lillie, R.J. (1999). *Whole Earth Geophysics: An Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists*. 2.^a ed. Prentice Hall. ISBN: 9780134905174. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=DcQRAQAIAAJ>.
- M. Polischuk, G et al. (2002). «The Global Navigation Satellite System Glonass: Development and Usage in the 21st Century». En: *34th Annual Precise Time and Time Interval (PTTI) Meeting*, pág. 11.
- Ma, L. H., Y. B. Han y Z. Q. Yin (2009). «Periodicities in Global Mean TEC from GNSS Observations». En: *Earth, Moon, and Planets* 105.1, págs. 3-10. ISSN: 1573-0794. DOI: [10.1007/s11038-008-9242-2](https://doi.org/10.1007/s11038-008-9242-2). URL: <https://doi.org/10.1007/s11038-008-9242-2>.
- Ma, Zongjin et al. (2001). «Contemporary crustal movement of continental China obtained by global positioning system (GPS) measurements». En: *Chinese Science Bulletin* 46.18, pág. 1552. ISSN: 1861-9541. DOI: [10.1007/BF02900579](https://doi.org/10.1007/BF02900579). URL: <https://doi.org/10.1007/BF02900579>.
- Martin-Neira, Manuel (1993). «A Passive Reflectometry and Interferometry System (PARIS): Application to ocean altimetry». En: 17, págs. 331-355.
- Masters, Dallas, Penina Axelrad y Stephen Katzberg (2004). «Initial results of land-reflected GPS bistatic radar measurements in SMEX02». English. En: *Remote Sensing of Environment* 92.4, págs. 507-520. DOI: [10.1016/j.rse.2004.05.016](https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.05.016).
- Matthäus, Wolfgang (1972). «On the History of Recording Tide Gauges». En: *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section B. Biology* 73, 26-34. DOI: [10.1017/S0080455X00002083](https://doi.org/10.1017/S0080455X00002083).
- Michael, P. (2006). *Surface area of our planet covered by oceans and continents*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8o.html>.
- Miguez, Belen Martin, Laurent Testut y Guy Woppelmann (2008). «The Van de Casteele Test Revisited: An Efficient Approach to Tide Gauge Error Characterization». En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 25.7, págs. 1238-1244. ISSN: 0739-0572, 1520-0426. DOI: [10.1175/2007JTECHO554.1](https://doi.org/10.1175/2007JTECHO554.1). URL: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007JTECHO554.1>.
- Nicholls, R.J. et al. (2007). «Coastal systems and low-lying areas». En: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability*. URL: <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg2/ar4-wg2-chapter6.pdf>.
- Niell, A. E. (1996). «Global mapping functions for the atmosphere delay at radio wavelengths». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101.B2, págs. 3227-3246. DOI: [10.1029/95JB03048](https://doi.org/10.1029/95JB03048). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/95JB03048>.

- Nievinski, Felipe G. y Kristine M. Larson (2014a). «Forward Modeling of GPS Multipath for Near-Surface Reflectometry and Positioning Applications». En: *GPS Solutions* 18.2, págs. 309-322. ISSN: 1080-5370, 1521-1886. DOI: [10.1007/s10291-013-0331-y](https://doi.org/10.1007/s10291-013-0331-y). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s10291-013-0331-y>.
- (2014b). «Inverse Modeling of GPS Multipath for Snow Depth Estimation Part I: Formulation and Simulations». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52.10, págs. 6555-6563. ISSN: 0196-2892, 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2013.2297681](https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2297681). URL: <http://ieeexplore.ieee.org/document/6730665/>.
- (2014c). «Inverse Modeling of GPS Multipath for Snow Depth Estimation Part II: Application and Validation». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 52.10, págs. 6564-6573. ISSN: 0196-2892, 1558-0644. DOI: [10.1109/TGRS.2013.2297688](https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2297688). URL: <http://ieeexplore.ieee.org/document/6722910/>.
- Nievinski, Felipe G. et al. (2020). «SNR based GNSS reflectometry for coastal sea level altimetry results from the first IAG inter comparison campaign». En: *Journal of Geodesy* 94.8, págs. 70-78. ISSN: 0949-7714, 1432-1394. DOI: [10.1007/s00190-020-01387-3](https://doi.org/10.1007/s00190-020-01387-3). URL: <http://link.springer.com/10.1007/s00190-020-01387-3>.
- Ning, T., G. Elgered y Johansson J.M. (2011). «The Impact of Microwave Absorber and Radome Geometries on Geodetic Measurements With Ground-Based GNSS Antennas». En: *Adv. Space. Res. Scientific applications of Galileo and other Global Navigation Satellite Systems* 47.2, págs. 186-196. URL: http://publications.lib.chalmers.se/records/fulltext/local_103429.pdf.
- Ortíz Pérez, M y A.P. Méndez-Linares (2000). «Repercusiones por ascenso del nivel del mar en el litoral del Golfo de Mexico». En: págs. 83-102.
- OSU, TPXO (2019). *The OSU TOPEX/Poseidon Global Inverse Solution*. Disponible en Línea. Accedido en Agosto de 2019. URL: <http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html>.
- Pugh, D.T. (1987). «Tides, surges, and mean sea level.» En: *John Wiley and Sons Ltd*. URL: <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter5.pdf>.
- Raney, R.K. (1998). «The delay/Doppler Radar Altimeter». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36.5, págs. 1578-1588. DOI: [10.1109/36.718861](https://doi.org/10.1109/36.718861). URL: <https://ieeexplore.ieee.org/document/718861>.
- Ray, C. et al. (2015). «SAR Altimeter Backscattered Waveform Model». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 53.2, págs. 911-919. ISSN: 0196-2892. DOI: [10.1109/TGRS.2014.2330423](https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2330423). URL: <https://ieeexplore.ieee.org/document/6856147>.
- Rees, W. G. (2001). *Physical Principles of Remote Sensing*. 2.^a ed. Cambridge University Press. DOI: [10.1017/CBO9780511812903](https://doi.org/10.1017/CBO9780511812903).
- Rio, M.H. et al. (2018). «Tides, Mean Sea Surface, Geoid and MDT at the Coast». En: *11th Coastal Altimetry Workshop*. URL: <https://www.coastalaltimetry.org/QuickEventWebsitePortal/11th-coastal-altimetry-workshop/esa/Agenda>.

- Roesler, Carolyn y Kristine M. Larson (2018). «Software tools for GNSS interferometric reflectometry (GNSS-IR)». En: *GPS Solutions* 22.3, pág. 80. ISSN: 1521-1886. DOI: [10.1007/s10291-018-0744-8](https://doi.org/10.1007/s10291-018-0744-8). URL: <https://doi.org/10.1007/s10291-018-0744-8>.
- Rosmorduc, V. et al. (2016). «Radar Altimetry Tutorial.» En: *J. Benveniste and N. Picot (Editors)*. URL: <http://www.altimetry.info/>.
- Saastamoinen, J. (2013). «Atmospheric Correction for the Troposphere and Stratosphere in Radio Ranging Satellites». En: *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*. American Geophysical Union (AGU), págs. 247-251. ISBN: 9781118663646. DOI: [10.1029/GM015p0247](https://doi.org/10.1029/GM015p0247). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GM015p0247>.
- Santamaría-Gómez, Alvaro y Christopher Watson (2017). «Remote leveling of tide gauges using GNSS reflectometry: case study at Spring Bay, Australia». En: *GPS Solutions* 21.2, págs. 451-459. ISSN: 1521-1886. DOI: [10.1007/s10291-016-0537-x](https://doi.org/10.1007/s10291-016-0537-x). URL: <https://doi.org/10.1007/s10291-016-0537-x>.
- Schaeffer, P. et al. (2016). «The MSS CNES CLS 2015 Presentation and Assessment». En: *Living Planet Symposium*. URL: https://www.aviso.altimetry.fr/fileadmin/documents/data/products/auxiliary/MSS2015_poster_LivingPlanetSymposium2016.pdf.
- Scherneck, Hans-Georg et al. (2013). «Bifrost: Observing the Three-Dimensional Deformation of Fennoscandia». En: *Ice Sheets, Sea Level and the Dynamic Earth*. American Geophysical Union (AGU), págs. 69-93. ISBN: 9781118670101. DOI: [10.1002/9781118670101.ch5](https://doi.org/10.1002/9781118670101.ch5). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/9781118670101.ch5>.
- Small, Eric E., Kristine M. Larson y John J. Braun (2010). «Sensing vegetation growth with reflected GPS signals». En: *Geophysical Research Letters* 37.12. DOI: [10.1029/2010GL042951](https://doi.org/10.1029/2010GL042951). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2010GL042951>.
- Smith, Walter H.F. (2018). «Spectral Windows for Satellite Radar Altimeters». En: *Advances in Space Research* 62.6, págs. 1576-1588. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.01.012>. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117718300358>.
- Smith, W.H.F. y D.T. Sandwell (1994). «Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and sparse shipboard bathymetry». En: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99.B11, págs. 21803-21824. DOI: [10.1029/94JB00988](https://doi.org/10.1029/94JB00988). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/94JB00988>.
- Snay, Richard A. y Tomás Soler (2008). «Continuously Operating Reference Station (CORS): History, Applications, and Future Enhancements». En: *Journal of Surveying Engineering* 134.4, págs. 95-104. DOI: [10.1061/\(ASCE\)0733-9453\(2008\)134:4\(95\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9453(2008)134:4(95)). URL: <https://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/%28ASCE%290733-9453%282008%29134%3A4%2895%29>.
- Soulat, F. et al. (2004). «Sea state monitoring using coastal GNSS-R». En: *Geophysical Research Letters* 31.21. DOI: [10.1029/2004GL020680](https://doi.org/10.1029/2004GL020680). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004GL020680>.

- Stammer, D. y A. Cazenave (2017). *Satellite Altimetry Over Oceans and Land Surfaces*. Earth Observation of Global Changes. CRC Press. ISBN: 9781351647816. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=EDU8DwAAQBAJ>.
- Stewart, R.H. (2009). *Introduction to Physical Oceanography*. University Press of Florida. ISBN: 9781616100452. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=3dXTRAAACAAJ>.
- Strandberg, Joakim, Thomas Hobiger y Rüdiger Haas (2016). «Improving GNSS-R sea level determination through inverse modeling of SNR data: GNSS-R INVERSE MODELING». En: *Radio Science* 51.8, págs. 1286-1296. ISSN: 00486604. DOI: 10.1002/2016RS006057. URL: <http://doi.wiley.com/10.1002/2016RS006057> (visitado 05-02-2019).
- Tabibi, Sajad, Felipe Geremia Nievinski y Tonie Van Dam (2017). «Statistical Comparison and Combination of GPS, GLONASS, and Multi-GNSS Multipath Reflectometry Applied to Snow Depth Retrieval». En: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55.7, págs. 3773-3785. ISSN: 0196-2892, 1558-0644. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2679899. URL: <http://ieeexplore.ieee.org/document/7894171/> (visitado 16-10-2018).
- Teunissen, J.G y A. Kleusberg (1998). *GPS for Geodesy*. 2.^a ed. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-642-72013-0. DOI: 10.1007/978-3-642-72011-6.
- UCAR, Community Programs (2019). *Data Services and Tools for Geoscience*. Disponible en Línea. Accesado en Julio de 2019. URL: <https://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>.
- UNAM (2018). *Servicio Mareográfico*. Disponible en Línea. Accesado en Abril de 2018. URL: <http://www.mareografico.unam.mx/portal/index.php?page=acercade>.
- UNAVCO (2013). *GNSS Modernization*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <http://facility.unavco.org/general-info/gnss-modernization/gnss-modernization.html>.
- UNAVCO, PBO (2018). *PBO Network Map*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: <https://www.unavco.org/instrumentation/networks/status/pbo>.
- Union, Europea (2010). *European GNSS (Galileo) Open Service Signal in Space Interface Control*. Disponible en Línea. Accesado en Mayo de 2018. URL: https://www.gsc-europa.eu/system/files/galileo_documents/Galileo-OS-SIS-ICD.pdf.
- Valladeau, G. et al. (2015). «Using SARAL and AltiKa to Improve Ka band Altimeter Measurements for Coastal Zones Hydrology and Ice The PEACHI Prototype». En: *Marine Geodesy* 38.1, págs. 124-142. DOI: 10.1080/01490419.2015.1020176. URL: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01490419.2015.1020176>.
- Velicogna, I. (2009). «Increasing rates of ice mass loss from the Greenland and Antarctic ice sheets revealed by GRACE». En: *Geophysical Research Letters* 36.19. DOI: 10.1029/2009GL040222. URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2009GL040222>.
- Vázquez, B. A. (2008). *Evaluacion Regional de la Vulnerabilidad Actual y Futura de la Zona Costera Mexicana y los Deltas mas Impactados ante el Incremento del Nivel*

- del Mar debido al Cambio Climático y Fenómenos Hidrometeorológicos Extremos*. Inf. téc. 1. Registro INE/A1-051/2008. Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.
- Ward, Phillip W., John W. Betz y Christopher J. Hegarty (1996). «Satellite Signal Acquisition, Tracking, and Data Demodulation». En: *Understanding GPS Principles and Applications*, 2nd, págs. 153-241.
- Whittaker, E.T. y G.N. Watson (1996). *A Course of Modern Analysis*. A Course of Modern Analysis: An Introduction to the General Theory of Infinite Processes and of Analytic Functions, with an Account of the Principal Transcendental Functions. Cambridge University Press. ISBN: 9780521588072. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=ULVdGZmi9VcC>.
- Wolanski, E. y M. Elliott (2016). «Estuarine water circulation». En: *Estuarine Ecology (Second Edition)*. Ed. por E. Wolanski y M. Elliott. Second Edition. Boston: Elsevier, págs. 35-76. ISBN: 978-0-444-63398-9. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63398-9.00002-7>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780444633989000027>.
- Woodworth, P. et al. (2013). «Towards worldwide height system unification using ocean information». En: *Journal of Geodetic Science* 2.4, págs. 302-318. DOI: [10.2478/v10156-012-0004-8](https://doi.org/10.2478/v10156-012-0004-8).
- Woodworth, P.L. (1999). «High waters at Liverpool since 1768: the UK's longest sea level record». En: *Geophysical Research Letters* 26.11, págs. 1589-1592. DOI: [10.1029/1999GL900323](https://doi.org/10.1029/1999GL900323). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/1999GL900323>.
- Wöppelmann, G. y M. Marcos (2016). «Vertical land motion as a key to understanding sea level change and variability». En: *Reviews of Geophysics* 54.1, págs. 64-92. DOI: [10.1002/2015RG000502](https://doi.org/10.1002/2015RG000502). URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2015RG000502>.
- Xi-Yu, Xu, Birol Florence y Anny Cazenave (2018). «Evaluation of Coastal Sea Level Offshore Hong Kong from Jason-2 Altimetry». En: *Remote Sensing* 10.2, pág. 282. ISSN: 2072-4292. DOI: [10.3390/rs10020282](https://doi.org/10.3390/rs10020282). URL: <http://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/282>.

Glosario de Terminologia y Constantes Fisicas

GPS	G lobal P ositioning S ystem
NAVSTAR	N AVigation S ystem with T iming and R anging
DGPS	D ifferential G lobal P ositioning S ystem
GNSS	G lobal N avigation S atellite S ystem
RINEX	R eceiver I Ndependent E Xchange
GNSS	G lobal N avigation S atellite S ystems
GLONASS	G LObalnaya N AVigatsionnaya S putnikovaya S istema
CLS	C ollecte L ocalisation S atellites
CNES	N ational d'Etudes S patiales
LEGOS	L aboratoire d'Etudes en G eophysique et O canographie S patiales
CTOH	C entre of T opography of the O ceans and the H ydrosphere
NOAA	N ational O ceanic and A tmospheric A dministration
ESA	E uropean S pace A gency
LAMBDA	L east-squares A MBiguity D ecorrelation A djustment
SAR	S ynthetic A perture R adar
FIR	F inite I mpulse R esponse
IIR	I nfinite I mpulse R esponse