

UNIVERSIDAD NACIONAL DE ROSARIO  
Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura



TESIS DOCTORAL

**DETERMINATION AND ANALYSIS OF EARTH TIDE PARAMETERS FOR THE ARGENTINE REPUBLIC USING CONTINUOUS GRAVITY AND GPS MEASUREMENTS**

**DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DE PARÁMETROS DE MAREA TERRESTRE PARA LA REPÚBLICA ARGENTINA USANDO MEDICIONES CONTINUAS DE GRAVEDAD Y GPS**

**Ing. Agrimensor Juan Carlos Navarro**

**Directora: Dra. Silvia A. Miranda**

**Co-Directora: Dra. M. Cristina Pacino**

**Miembros del jurado: Dra. Ayelén Pereyra**

**Dr. Eduardo Goldar**

**Dr. Daniel Arana**

*Tesis presentada en la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al título de*

**Doctor en Ingeniería**

Marzo de 2021

Certifico que el trabajo incluido en esta tesis, es el resultado de tareas de investigación originales y no ha sido presentado para optar un título de posgrado en ninguna otra Universidad o Institución.

Ing. Navarro Juan Carlos

## **DEDICATORIAS**

“El presente trabajo de investigación va dedicado principalmente a mis padres, hermanos, sobrino, abuelo, Florencia y a cada una de las personas que de alguna u otra manera formaron parte de este camino, brindándome todo su sostén, apoyo y ofreciendo su ayuda para que el trabajo se realice con éxito; una mención especial a aquellos que sin conocerme me abrieron las puertas y compartieron sus conocimientos”.

## **AGRADECIMIENTOS**

No quisiera olvidarme de todas las personas que contribuyeron a la realización de la presente tesis tanto personalmente, científicamente como administrativamente, me sería imposible nombrarlos a todos, es por ello que, en caso de olvidar algún nombre, sirva el presente párrafo, como muestra de agradecimiento.

En primer lugar, quiero agradecer a mi directora de tesis, Silvia Miranda, por confiar y permitirme la oportunidad de realizar el Doctorado, además de brindarme en todo momento la dedicación, el soporte, la ayuda y especialmente la calidez humana y paciencia necesaria para poder llevar a cabo el trabajo.

Quiero agradecer a mi co-directora de tesis, Cristina Pacino, por compartir sus conocimientos sobre Gravimetría, además de brindarme en todo momento la dedicación suficiente para que no me falte nada tanto personal como académicamente en cada viaje que realicé a la ciudad de Rosario.

Por otro lado, quiero demostrar todo mi agradecimiento a Alfredo Herrada, él fue la persona que influyó y confió en mí, para que pudiera realizar el doctorado, mostrándome un panorama nuevo en mi vida, como la investigación, y brindando horas incontables de su tiempo para enseñarme absolutamente todo sobre GPS y docencia, además de incluirme en su equipo de trabajo haciendo que cada proyecto se convierta en un buen momento.

Haber llegado hasta acá no hubiera sido posible sin el gran apoyo emocional de mi colega y compañera, Florencia, la mujer más paciente del mundo y la que verdaderamente me sostuvo cuando las cosas se ponían difíciles. Agradezco la contención que me brindó durante los 5 años que duró este camino, además de los conocimientos técnicos aportados, se me vienen a la mente las largas tardes de discusión para realizar programas para el procesado de datos GPS, en las que su participación fue fundamental.

Por supuesto que un párrafo aparte de los agradecimientos va dirigido a mi familia, mis padres, hermanos, sobrino y abuelo, sin ellos nada de esto sería posible, demostrándome que con esfuerzo y dedicación todos los objetivos propuestos se pueden lograr, enseñándome los valores necesarios para crecer tanto personal como profesionalmente.

Por el conocimiento brindado, en función de los cursos generados, el aporte de la infraestructura académica y la amabilidad y predisposición de sus integrantes, agradezco al Departamento de Geofísica y Astronomía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de San Juan y a la Escuela de Posgrado y Educación Continua de la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario.

## RESUMEN

Los efectos de marea deben ser removidos de las mediciones geodésicas para una gran cantidad de estudios geofísicos. Actualmente, esto se puede hacer utilizando los parámetros predichos por modelos teóricos o parámetros locales determinados por observaciones in situ. Los instrumentos más precisos para determinar el efecto de marea en un sitio son los gravímetros superconductores, pero su costo y por ende su escasa cobertura espacial, hacen que en la actualidad se tenga que recurrir a otros instrumentos o técnicas de medición como por ejemplo gravímetros de resorte, GPS y VLBI.

El éxito del uso de datos de gravedad relativa de resorte en el análisis de mareas depende de una calibración precisa y la eliminación adecuada de la deriva instrumental del gravímetro. Este trabajo reporta los resultados del análisis de los registros de mareas en la provincia de San Juan (Argentina) adquiridos con un gravímetro vertical de resorte (Scintrex CG5). El factor de calibración de amplitud del gravímetro se determinó mediante mediciones simultáneas de la gravedad con el gravímetro superconductor SG038 instalado en la ciudad de La Plata (Buenos Aires, Argentina), analizadas en el dominio del tiempo y la frecuencia. La deriva instrumental de los diferentes segmentos del registro se modeló mediante funciones polinomiales. Los parámetros de marea de los armónicos K1 y M2 derivados del análisis de mareas son consistentes (mejor que  $\pm 0,05\%$ ) con los parámetros teóricos para diferentes modelos del interior de la Tierra. La diferencia entre los modelos de mareas oceánicas probados es despreciable.

Por otro lado, la precisión de la técnica GPS y su gran cobertura territorial, han favorecido su aplicación en estudios de marea. Con respecto al tratamiento de los datos GNSS en Argentina se cuenta con una red de aproximadamente 90 estaciones GPS/GNSS de cobertura homogénea, cuyos datos son de acceso y uso público y gratuito a través del servicio de la Red Argentina de Monitoreo SATelital Continuo (RAMSAC) administrada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los datos aportados por dichas estaciones sirven como base fundamental para la definición de los marcos de Referencias Geodésicas Nacional y Regional y también, en modo creciente, son utilizados libre y gratuitamente por diversos usuarios en levantamientos GNSS que cubren una amplia gama de aplicaciones. Es por ello que en el presente trabajo se obtuvieron desplazamientos en las tres componentes de coordenadas para los seis principales constituyentes de mareas diurnas y semidiurnas en diferentes sitios del país, mediante la técnica de procesamiento GPS PPP Cinemático, con el fin de validar los modelos de marea sintéticos que son usados regularmente para corregir las lecturas geodésicas de alta precisión adquiridas. Adicionalmente se investiga la precisión con la que el posicionamiento PPP GPS cinemático puede ser usado para estimar desplazamientos de marea, sin la necesidad de comparaciones con modelos geofísicos imperfectos, sino por medio de desplazamientos periódicos controlados de entrada. Los resultados mostraron que la estrategia de procesamiento de los datos GPS empleada para analizar los datos en Argentina, permite observar desplazamientos periódicos de marea en un nivel de 0,4mm, dependiendo de las condiciones de ruido de la estación, lo que es adecuado para la prueba y el refinamiento de los modelos teóricos de marea de tierra sólida y

de carga oceánica. Además, la diferencia entre las observaciones GPS y los resultados predichos por el modelo de tierra sólida DDW-NHi es despreciable. No ocurre lo mismo con los modelos de mareas oceánicas, sobre todo en zonas costeras, alcanzando diferencias que superan ampliamente el milímetro. Se analizaron las posibles fuentes de error que causan dichas discrepancias, primero evaluando la precisión de los modelos de mareas oceánicas más actuales, mediante una comparación inter-modelos. Por último, se analizó la influencia de las propiedades elásticas de los modelos sísmicos globales utilizados para el cálculo de las funciones de Green en la determinación de desplazamientos de carga de marea oceánica.

## **SUMMARY**

Tidal effects must be removed from geodetic measurements for a large number of geophysical studies. Currently, this can be done using the parameters predicted by theoretical models or local parameters determined by in situ observations. The most accurate instruments for determining the tidal effect at a site are superconducting gravimeters, but their cost and thus their low spatial coverage mean that other instruments or measurement techniques such as spring gravimeters, GPS and VLBI, are now required.

The success of the use of spring relative gravity data in tidal analysis depends on accurate calibration and proper removal of the instrumental drift from the gravimeter. This study reports the results of the analysis of the tidal records of San Juan province (Argentina) acquired with a vertical spring gravimeter (Scintrex CG5). The amplitude calibration factor of the gravimeter was determined by simultaneous measurements of gravity with the superconductor gravity meter SG038 installed in La Plata city (Buenos Aires, Argentina), then analyzed in the domain of time and frequency. The instrumental drift of the different segments of the register was modeled using polynomial functions. The tidal parameters of the harmonics K1 and M2 derived from tidal analysis are consistent (better than  $\pm 0,05\%$ ) with the theoretical parameters for different Earth's interior models. The difference between the tested ocean tide models is negligible.

On the other hand, the accuracy of the GPS technique and its large territorial coverage has favored its application in tidal studies. With regard to the processing of GNSS data, Argentina has a network of approximately 90 GPS/GNSS stations with homogeneous coverage. The data are available for public and free use through the service of the Argentine Network of Continuous Satellite Monitoring (RAMSAC) administered by the National Geographic Institute (IGN). The data provided by these stations serve as a fundamental basis for the definition of the National and Regional Geodetic Reference Frameworks and are also, in increasing mode, used free of charge by various users in GNSS surveys covering a wide range of applications. For this reason, in the present work, displacements were obtained in the three coordinate components for the six main constituents of diurnal and semi-diurnal tides, using the Kinematic PPP GPS processing technique in different sites of the country, in order to validate the synthetic tidal models that are regularly used to correct the high precision geodetic readings acquired with the aforementioned instruments. Additionally, the precision with which kinematic PPP GPS positioning can be used to estimate tidal displacements is investigated, without the need for

comparisons with imperfect geophysical models, but through periodic controlled input displacements. The results showed that the GPS data processing strategy used here makes it possible to observe periodic tidal movements at a level of 0,4mm, depending on the noise conditions of the station. Thus, the presented strategy is suitable for testing and refining the theoretical solid earth tide and ocean loading models. In addition, the difference between GPS observations and the results predicted by the DDW-NHI solid earth model is negligible. The situation is not the same for ocean tide models, especially in coastal areas, reaching differences that far exceed a millimeter. The possible sources of error that cause such discrepancies were analyzed, first by assessing the accuracy of the most current ocean tide models, using an inter-model comparison. Finally, the influence of the elastic properties of global seismic models used for the calculation of Green functions on ocean tide loading displacement determination was analyzed.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: <i>Diagrama de flujo de mareas terrestres</i> .....	6
Figura 2.2: <i>Fuerzas de marea</i> .....	7
Figura 2.3: <i>Diagrama de fasores</i> .....	14
Figura 2.4: <i>Geometría del problema</i> .....	19
Figura 2.5: <i>Inclinómetro con péndulo vertical</i> .....	28
Figura 2.6: <i>Inclinómetro de tubo de agua WTH20</i> .....	29
Figura 2.7: <i>Gravímetro de resorte Scintrex CG-5</i> .....	29
Figura 2.8: <i>Gravímetro Superconductor SG038</i> .....	30
Figura 2.9: <i>Gravímetro absoluto FG5-227</i> .....	31
Figura 3.1: <i>Mapa localización UNSJ y AGGO</i> .....	35
Figura 3.2: <i>Gravímetro Superconductor y de resorte observando en AGGO</i> .....	36
Figura 3.3: <i>Registro de gravedad y presión en AGGO</i> .....	38
Figura 3.4: <i>Datos de gravedad del SCINTREX-CG5 en AGGO</i> .....	40
Figura 3.5: <i>Ajuste entre datos del CG-5 y el SG en AGGO y estadísticas</i> .....	41
Figura 3.6: <i>Datos de gravedad del scintrex CG5 en la estación San Juan</i> .....	41
Figura 3.7: <i>Densidades de potencia espectral (PSDs) para los gravímetros superconductor y Scintrex CG5</i> ...	41
Figura 4.1: <i>Sistema de referencia celeste internacional (ICRS)</i> .....	55
Figura 4.2: <i>Ubicación relativa de los polos y los orígenes</i> .....	55
Figura 4.3: <i>ICRF3</i> .....	56
Figura 4.4: <i>ITRS</i> .....	57
Figura 4.5: <i>ITRF2014</i> .....	59
Figura 4.6: <i>IGS14</i> .....	60
Figura 4.7: <i>Posicionamiento de un punto en la superficie terrestre</i> .....	63
Figura 4.8: <i>Transformación de datums</i> .....	64
Figura 4.9: <i>Sistema WGS84</i> .....	65
Figura 4.10: <i>Tiempo Sidéreo</i> .....	66
Figura 4.11: <i>Escalas de tiempo en Geodesia Satelital</i> .....	70
Figura 4.12: <i>Segmento Espacial. Constelacion GPS</i> .....	71
Figura 4.13: <i>Segmento de Control. Estaciones de monitoreo GPS</i> .....	73
Figura 4.14: <i>Esquema de funcionamiento del segmento de control</i> .....	74
Figura 4.15: <i>Segmentos GPS</i> .....	74
Figura 4.16: <i>Procesamiento de la señal GPS</i> .....	77
Figura 4.17: <i>Efecto del error orbital en posicionamiento puntual y línea base</i> .....	80
Figura 4.18: <i>Centro de fase eléctrico y punto de referencia de la antena (ARP)</i> .....	84
Figura 4.19: <i>Efecto Multipath</i> .....	85
Figura 4.20: <i>Principio de posicionamiento relativo</i> .....	91
Figura 4.21: <i>Error de fase Wind-Up. Efecto geométrico en la fase</i> .....	95
Figura 5.1: <i>Diagrama de flujo del procesamiento de los datos GPS para la obtención de parámetros de marea</i> .....	106
Figura 5.2: <i>Red RAMSAC</i> .....	107
Figura 5.3: <i>Estaciones GNSS permanentes procesadas</i> .....	108
Figura 5.4: <i>Mapa de amplitudes y retrasos de fases de OTL para M2 en la componente de altura para Argentina</i> .....	111

Figura 5.5: Red SIRGAS.....	114
Figura 5.6: Series de tiempos de desplazamientos residuales de las posiciones GPS.....	114
Figura 5.7: Fasores residuales para el constituyente M2 en la componente de altura. ....	118
Figura 5.8: Fasores observados y fasores modelados de OTL para el constituyente M2 en la componente de altura. ....	<b>¡Error! Marcador no definido.</b>
Figura 5.9: Fasores residuales de OTL para M2 en altura, después de sustraer valores de OTL predichos .....	123

## LISTA DE TABLAS

Tabla 2.1: Listado de los máximos valores de aceleración de marea ejercidos en la Tierra por diferentes cuerpos celestes .....	9
Tabla 2.2: Principales constituyentes de marea diurnos y semidiurnos con sus periodos y frecuencias fundamentales .....	11
Tabla 2.3: Diferentes catálogos de potencial generador de marea (TGP). ....	13
Tabla 2.4: Modelos de mareas oceánicas más utilizados actualmente.. ....	21
Tabla 3.1: Ajuste de la deriva instrumental del CG-5 en AGGO.. ....	40
Tabla 3.2: Resultados del análisis de marea del SG y CG-5 en AGGO. ....	42
Tabla 3.3: Factores gravimétricos observados corregidos por OTL y predichos.....	43
Tabla 3.4: Amplitudes, factores gravimétricos ( $\delta$ ) y diferencias de fase ( $\alpha$ ) para los principales constituyentes armónicos diurnos y semidiurnos en la estación UNSJ. ....	45
Tabla 3.5: Comparación de factores de amplitud corregidos por OTL con diferentes modelos de marea terrestre .....	46
Tabla 4.1: Componentes de la señal GPS. ....	75
Tabla 4.2: Clasificación de las fuentes de error. ....	79
Tabla 4.3: Efemerides JPL. ....	81
Tabla 4.4: Productos IGS. ....	81
Tabla 4.5: Máximo error ionosférico vertical en la distancia. ....	82
Tabla 5.1: Estaciones GNSS utilizadas para validar modelos de EBT y OTL.....	109
Tabla 5.2: Características de los receptores y antenas utilizados para la validación de la metodología ..	109
Tabla 5.3: Valores de amplitud y fases locales de salida para la señal sintética periódica de entrada .....	117
Tabla 5.4: Valores residuales para los principales constituyentes de marea en altura .....	117
Tabla 5.5: Coeficientes de marea de tierra sólida observados. ....	118
Tabla 5.6: Amplitudes observadas y predichas para los principales constituyentes de marea en las tres componentes de coordenadas para la estación UNSJ.. ....	119
Tabla 5.7: Valores de amplitud en mm y fases en $^{\circ}$ , observados y predichos para M2 en altura. ....	120
Tabla 5.8: Amplitudes y retrasos de fase positivos de Greenwich predichos para desplazamientos OTL para M2 en altura .....	123
Tabla 5.9: Vectores diferencia entre las observaciones y predicciones calculadas con Funciones de Green elásticas y anaelásticas en la Estación RIO2 para el constituyente M2 en la componente de altura .....	123

## LISTA DE ABREVIATURAS

AGGO	Argentine German Geodetic Observatory
AGrav	International Absolute Gravity Database
AIUB	Astronomical Institute of the University of Bern
ARP	Antenna Reference Point
ASBC	Advanced Space Business Corporation
BDS	BEIDOU Navigation Satellite System
BGI	Bureau Gravimétrique International
BIH	Bureau International de l'Heure
BIPM	Bureau International des Poids et Mesures
BKG	Bundesamt für Kartographie und Geodäsie
C/A	Coarse Acquisition
CHAMP	CHAllenging Mini-satellite Payload
CIO	Conventional International Origin
CIO	Celestial Intermediate Origin
CIP	Celestial Intermediate Pole
CIRS	Celestial Intermediate Reference System
CIS	Conventional Inertial System
CMB	Core Mantle Boundary
CONICET	Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
CPD	Cycles Per Day
CSOC	Consolidated Space Operations Center
CSR4.0	Modelo de marea oceánica del Center of Space Research
CTP	Conventional Terrestrial Pole
CTS	Conventional Terrestrial System
DDW-H	Dehant Defraigne Wahr-Hydrostatic
DDW-NHi	Dehant Defraigne Wahr-No Hydrostatic Inelastic
DGFI	Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut
DORIS	Doppler Orbitography and Radio-positioning Integrated by Satellite
DOY	Day of the Year
DTU	Technical University of Denmark
EBT	Earth Body Tide
ECEF	Earth Centered Earth Fixed
ECMRWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
FES	Finite Element Solution
EOP's	Earth Orientation Parameters
EOT11a	Empirical Ocean Tide Model
ERS/ENVISAT	European Remote Sensing/Environmental Satellite
ERA	Earth Rotation Angle
ESA	European Space Agency
ET	Ephemeris Time
GAMIT/GLOBK	GNSS At MIT/GLOBal Kalman filter
GAST	Apparent Greenwich Sidereal Time
GCRS	Geocentric Celestial Reference System
GDRs	Geophysical Data Records
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans

GEM	Goddard Earth Models
GEO	Geostationary orbit
GEONET	GPS Earth Observation Network
GFO	Geosat Follow-On
GIA	Glacial Isostatic Adjustment
GIPSY-OASIS	Gnss-Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis Simulation Software
GIPSYX	GNSS-Inferred Positioning System X
GLONASS	Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema
GMF	Global Mapping Function
GMO	Greenwich Mean Observatory
GMT	Global Mapping Function
GMST	Greenwich Mean Sidereal Time
GNSS	Global Navigation Satellite System
GOCE	Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GOT	Goddard/Grenoble Ocean Tide
GOTIC2	Global Oceanic Tidal Correction
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GRS80	Geodetic Reference System 1980
HAMTIDE	Hamburg direct data Assimilation Methods for TIDES
HCRF	Hipparcos Celestial Reference Frame
IAU	International Astronomical Union
ICET	International Centre of Earth Tides
ICRF	International Celestial Reference Frame
ICRS	International Celestial Reference System
IDS	International DORIS Service
IERS	International Earth Rotation and Reference Systems Service
IGETS	International Geodynamics and Earth Tide Service
IGN	Instituto Geográfico Nacional
IGS	International GNSS Service
IGSO	Inclined geosynchronous orbit
ILRS	International Laser Ranging Service
IRM	IERS Reference Meridian
IRNSS	Indian Regional Navigation Satellite System
ISRO	Indian Space Research Organisation
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
ITRS	International Terrestrial Refence System
IUGG	International Union of Geodesy and Geophysics
IVS	International VLBI Service for Geodesy and Astronomy
JASON	Joint Altimetry Satellite Oceanography Network
JPL	Jet Propulsion Laboratory
JPO	Joint Program Office
LAST	Local hour angle of the true vernal equinox
LLR	Lunar Laser Ranging
LMST	Local Mean Sidereal Time
LSA	Laplace's Tidal Equations Self-Attraction
LSQ	Least Square Adjustment

MIT	Massachusetts Institute of Technology
MJD	Modified Julian Date
MRD	Local Water Mass Redistribution
MCS	Master Control Station
NAO99.b	National Astronomical Observatory
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NAVSTAR GPS	Navigation Signal Timing and Ranging Global Positioning System
NDFW	Nearly Diurnal Free Wobble
NLOADF	Program for computing ocean-tide loading
NSWC	Naval Surface Weapons Center
OLFG/OLMPP	Ocean Loading Function Green and Post Processor
OSU	Ohio State University
OTL	Ocean Tide Loading
PCO	Phase Center Offset
PCV	Phase Center Variations
PPP	Precise Point Positioning
PREM	Preliminary Reference Earth Model
PRN	Pseudo Random Noise
PSD	Post-seismic deformation
QZSS	Quasi-Zenith Satellite System
RAMSAC	Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo
RINEX	Receiver Independent Exchange Format
RMS	Root Mean Square
SAO	Smithsonian Astrophysical Observatory
SAR	Synthetic Aperture Radar
SG	Superconductor Gravimeter
SI	Système international d'unités
SIRGAS	Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas
SLR	Satellite Laser Ranging
SNREI	Spherically symmetric, Non-Rotating, Elastic and Isotropic
SPOTL	Some Programs for Ocean-Tide Loading
SRIF	Square Root Information Filter
SST	Satellite to Satellite tracking
TA	Atomic Time
TAI	International Atomic Time
TCB	Barycentric Coordinate Time
TCG	Geocentric Coordinate Time
TDB	Barycentric Dynamical Time
TDT	Terrestrial Dynamical Time
TGP	Tide Generating Potential
TIO	Terrestrial Intermediate Origin
TIRS	Terrestrial Intermediate Reference System
T/P	Topex Poseidon
TRS	Terrestrial Reference System
TT	Terrestrial Time
URE	User Range Error
USNO	United States Naval Observatory

UT	Universal Time
UTC	Universal Time Coordinated
VLBI	Very Long Baseline Interferometer
VMF1	Vienna Mapping Function 1
WDZ-Hi	Wahr-Dehant-Zschau inelastic and Hydrostatic
WGS84	World Geodetic System 1984
ZWD	Zenith Wet Delay

# ÍNDICE

---

1 INTRODUCCIÓN.....	1
2 MAREAS TERRESTRES .....	4
2.1 INTRODUCCIÓN .....	5
2.2 FUERZAS DE MAREA .....	7
2.2.1 ACELERACIONES DE MAREA.....	7
2.2.2 EL POTENCIAL DE MAREA.....	9
2.2.2.1 CATÁLOGOS DE POTENCIAL DE MAREA.....	12
2.2.3 PARÁMETROS DE MAREA.....	14
2.2.4 RESPUESTA DE LA TIERRA.....	16
2.2.4.1 RESPUESTA DE MAREA A UNA TIERRA SNREI .....	16
2.2.4.2 RESPUESTA DE UNA TIERRA ROTACIONAL.....	17
2.2.5 CARGA DE MAREA OCEÁNICA .....	18
2.2.5.1 MODELOS DE MAREAS OCEÁNICAS .....	20
2.2.5.2 MÉTODOS COMPUTACIONALES.....	25
2.2.6 INSTRUMENTOS PARA MEDIR LA MAREA TERRESTRE .....	27
3 ANÁLISIS DE MAREA EN SERIES DE TIEMPO DE GRAVEDAD. ....	33
3.1 INTRODUCCIÓN .....	34
3.2 METODOLOGÍA Y ADQUISICIÓN DE LOS DATOS .....	36
3.3 EXPERIMENTO DE CALIBRACIÓN EN EL OBSERVATORIO AGGO .....	37
3.3.1 DATOS DEL SG EN AGGO .....	37
3.3.2 DATOS DEL SCINTREX CG-5 EN AGGO.....	38
3.3.3 CALIBRACIÓN EN EL DOMINIO DEL TIEMPO .....	41
3.3.4 CALIBRACIÓN EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA Y ANÁLISIS DE MAREA EN AGGO .....	41
3.4 VALIDACIÓN DE MODELOS DE OTL .....	42
3.5 ANÁLISIS DE MAREA EN SAN JUAN .....	43
3.6 VALIDACIÓN DE MODELOS EBT .....	45
3.7 CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DE MAREA CON GRAVEDAD .....	46
4 CONCEPTOS CLAVES DE LA TÉCNICA GEODÉSICA SATELITAL GPS Y SU APLICACIÓN EN EL ESTUDIO DE MAREAS .....	48
4.1. INTRODUCCIÓN .....	49
4.2. GEODESIA SATELITAL.....	50
4.2.1. INTRODUCCIÓN.....	50

4.2.2. HISTORIA.....	50
4.2.3. CLASIFICACIÓN .....	51
4.3. GNSS .....	52
4.4. SISTEMAS Y MARCOS DE REFERENCIA .....	53
4.4.1 INTRODUCCIÓN .....	53
4.4.2. SISTEMAS Y MARCOS INERCIALES CONVENCIONALES.....	54
4.4.3. SISTEMAS Y MARCOS TERRESTRES CONVENCIONALES.....	57
4.4.4. RELACIÓN ENTRE ITRS Y GCRS.....	61
4.4.4.1. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE ROTACIÓN POR EL MOVIMIENTO POLAR .....	61
4.4.4.2. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE TRANSFORMACIÓN BASADA EN CIO PARA LA ROTACIÓN TERRESTRE.....	62
4.4.4.3. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE TRANSFORMACIÓN PARA EL MOVIMIENTO CELESTE DEL CIP.....	62
4.5. WORLD GEODETIC SYSTEM 1984 (WGS84).....	63
4.6. ESCALAS DE TIEMPO.....	65
4.6.1. TIEMPO SIDÉREO Y TIEMPO UNIVERSAL.....	66
4.6.2. TIEMPO ATÓMICO .....	68
4.6.3. TIEMPO TERRESTRE, TIEMPO DE LA EFEMÉRIDES Y TIEMPO DINÁMICO .....	69
4.7. EL SISTEMA GPS .....	70
4.7.1. SEGMENTOS GPS.....	70
4.7.2. ESTRUCTURA DE LA SEÑAL GPS .....	75
4.7.2.1. PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL .....	75
4.7.2.2. OBSERVABLES .....	78
4.7.3. ERRORES EN LA MEDICIÓN DE LA PSEUDODISTANCIA.....	79
4.7.3.1 ÓRBITAS Y RELOJES.....	79
4.7.3.2. PROPAGACIÓN DE LA SEÑAL .....	81
4.7.3.3. EFECTOS RELATIVISTAS.....	83
4.7.3.4. VARIACIÓN Y DESPLAZAMIENTO DEL CENTRO DE FASE DE LA ANTENA .....	83
4.7.3.5. MULTIPATH .....	85
4.7.4. COMBINACIONES DE DATOS.....	86
4.7.4.1. COMBINACIONES LINEALES DE PSEUDODISTANCIAS CON FASE .....	86
4.7.4.2. SUAVIZADO DE PSEUDODISTANCIAS CON CÓDIGO.....	87
4.7.5. TIPOS DE POSICIONAMIENTO: MODELOS MATEMÁTICOS.....	88
4.7.5.1. POSICIONAMIENTO PUNTUAL.....	88
4.7.5.2. POSICIONAMIENTO RELATIVO.....	91

4.7.5.3. POSICIONAMIENTO PUNTUAL PRECISO (PPP) .....	94
4.7.6. FORMATO DE DATOS RINEX.....	98
4.7.7. SOFTWARES CIENTÍFICOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS GPS .....	99
5 DESPLAZAMIENTOS DE MAREA DE TIERRA SÓLIDA Y DE CARGA OCEÁNICA MEDIANTE OBSERVACIONES GPS. ....	104
5.1 INTRODUCCIÓN .....	105
5.2 METODOLOGÍA Y CONCEPTOS CLAVES DEL PPP CINEMÁTICO GPS .....	105
5.3 VALIDACIÓN DEL MÉTODO Y SET DE DATOS .....	109
5.3.1 VALIDACIÓN DEL MÉTODO .....	109
5.3.2 SET DE DATOS.....	110
5.4 ESTIMACIÓN CINEMÁTICA DE LOS DESPLAZAMIENTOS GPS .....	112
5.4.1 FUENTE DE DATOS GPS.....	112
5.4.2 ESTRATEGIA DE ANÁLISIS DE LOS DATOS GPS E INTRODUCCIÓN DE LA SEÑAL DE DESPLAZAMIENTOS SINTÉTICA .....	112
5.4.2.1 INTRODUCCION DE LA SEÑAL SINTETICA.....	113
5.5 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS DE MAREA Y RECUPERACIÓN DE LA SEÑAL SINTÉTICA.....	115
5.6 RESULTADOS .....	116
5.6.1 RECUPERACIÓN DE LA SEÑAL SINTÉTICA.....	116
5.6.2 DESPLAZAMIENTOS GPS OBSERVADOS.....	117
5.6.3 PREDICCIÓN DE PARÁMETROS Y VALIDACIÓN DE MODELOS DE MAREA DE TIERRA SÓLIDA.....	118
5.6.4 PREDICCIÓN DE PARÁMETROS Y VALIDACIÓN DE MODELOS DE MAREA DE CARGA OCEÁNICA....	120
5.6.4.1 USO DE DISTINTOS MODELOS DE MAREAS OCEÁNICAS.....	122
5.6.4.2 EVALUACIÓN DE LAS FUNCIONES DE GREEN ELÁSTICAS Y ANAELÁSTICAS .....	124
5.7 CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DE MAREA CON GPS.....	125
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	127
ANEXOS.....	125
ANEXO1 .....	127
ANEXO2 .....	127
PUBLICACIONES Y TRABAJOS REALIZADOS .....	125
ARTÍCULOS PUBLICADOS .....	125
COMUNICACIONES EN CONGRESOS Y REUNIONES CIENTÍFICAS .....	125

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

---

Recientemente las mareas terrestres han recuperado importancia en geodesia, en astronomía y en geofísica, debido a su relación con procesos terrestres tan diversos como: problemas de precesión y nutación, mareas teserales, el retardo secular de la velocidad de rotación de la Tierra debido a la disipación de energía en mareas sectoriales, las variaciones periódicas de la velocidad de rotación debido a mareas zonales, las perturbaciones de las órbitas de los satélites por efecto de la variación del potencial de la Tierra y las deformaciones radiales en las mediciones de distancia con láser, entre otros. Además, no hay que perder de vista que el incremento en la precisión de las mediciones geodésicas, exige correcciones por efectos de mareas a un nivel mayor de exactitud.

Los instrumentos más precisos para determinar el efecto de marea en un sitio son los gravímetros superconductores, pero su costo y por ende su escasa cobertura espacial, hacen que en la actualidad se tenga que recurrir a otros instrumentos o técnicas de medición como por ejemplo gravímetros de resorte.

Por otro lado, la precisión de la técnica GPS y su gran cobertura territorial, permiten su aplicación en estudios de marea. Además, es posible la aplicación de diferentes modelos globales de mareas, que necesitan ser validados o refinados, para poder realizar una selección crítica y adecuada de los mismos y poder alcanzar las precisiones requeridas por el estudio.

También, fuera de los desarrollos instrumentales, existen otros efectos que perturban la obtención de parámetros de marea para un sitio, como lo son las características tectónicas regionales de cada lugar, los problemas de calibración de gravímetros, el ruido de las series temporales de datos GPS, etc., para la correcta comparación con modelos de mareas y aplicación en estudios que requieran cierto grado de precisión.

Todo lo mencionado anteriormente motiva este estudio, que trata de aprovechar las mejoras que ha habido en materia de instrumentos geodésicos y en el desarrollo de algoritmos de cálculo de software, para aplicarlas en el análisis de series temporales de datos gravimétricos y GPS de alta calidad, y así poder determinar parámetros de marea con una precisión confiable para realizar interpretaciones geofísicas y geodinámicas. Por lo tanto, el objetivo general de esta investigación es validar los modelos teóricos de marea para la República Argentina y evaluar la idoneidad de la respuesta de los modelos de Tierra adoptados para la estructura regional de la litosfera.

Como objetivos específicos, se pueden citar:

- 1- Estimar los parámetros de marea factor de amplitud y diferencia de fase de los principales constituyentes diurno y semidiurno, a partir de la serie de tiempo del gravímetro automático SCINTREX CG- #40484 determinada en la Estación San Juan ( $31^{\circ} 32' 28''$ ,  $52804$  S;  $68^{\circ} 34' 37''$ ,  $41836$  W) ubicada en el predio del Complejo Universitario Islas Malvinas (CUIM) Universidad Nacional de San Juan.

2- Computar los parámetros de marea factor de amplitud y diferencia de fase de los principales constituyentes diurno y semidiurno a partir de la serie de tiempo de cada una de las estaciones GPS RAMSAC intervinientes en el estudio.

3- Comparar los resultados obtenidos a partir de 1- y 2-, analizando su grado de consistencia y precisiones relativas.

4- Contrastar los resultados en 1-, 2-, con los parámetros de marea informados por modelos teóricos como DDW99 (Dehant et al., 1999).

Esta tesis se encuentra dividida en 5 partes, resumidas de la siguiente manera:

La primera parte introduce los conceptos fundamentales básicos de las mareas terrestres: comenzando por la teoría de las mareas, el potencial de marea, la respuesta de marea de la Tierra sólida, las mareas de carga, el análisis y predicción de las mareas, los instrumentos utilizados para la determinación de los parámetros de marea.

La segunda parte se focaliza en explicar la metodología utilizada para determinar parámetros de marea mediante observaciones de gravedad. Se detallan las características de los sitios estudiados, el instrumental y el software de procesamiento utilizados. Se lleva a cabo el análisis de las series temporales de gravedad de un gravímetro de resorte para la determinación de parámetros de marea locales para la ciudad de San Juan (San Juan, Argentina).

En la tercera parte se busca validar los resultados obtenidos en el párrafo anterior, a través de la comparación directa con modelos teóricos utilizados actualmente. En este punto, además se focalizó en el análisis de la serie de tiempo de datos de gravedad, generados por un gravímetro superconductor. Se detallan las conclusiones obtenidas del análisis de marea gravimétrico

La cuarta parte habla de la técnica GPS utilizada como herramienta para la determinación de marea. Se explican los conceptos claves que componen la técnica mencionada y fundamentos necesarios para entender la misma.

En la quinta parte se muestra la metodología de procesamiento de los datos GPS, aplicada al estudio de mareas en la Argentina, incluyendo la infraestructura de datos y los software utilizados, junto con su filosofía. También se presentan los resultados del análisis de marea de cada uno de los puntos intervinientes seleccionados, distribuidos en distintos sitios de Argentina.

Finalmente, se comenta la metodología aplicada, para determinar la precisión del procesamiento GPS, en el cálculo de mareas. También se realiza una comparación con modelos teóricos, para confirmar los resultados y se explicitan las conclusiones correspondientes.

# CAPÍTULO 2

## MAREAS TERRESTRES

---

## 2.1 INTRODUCCIÓN

---

Las mareas terrestres son los movimientos periódicos inducidos en el sólido terrestre y los cambios en su potencial gravitacional, debido a la fuerza de marea. La fuerza de marea en un punto sobre la superficie de la Tierra es la diferencia entre la atracción gravitacional ejercida sobre ese punto por cuerpos externos, como la luna, el sol y en menor medida los planetas y la atracción gravitacional orbital, es decir la atracción gravitacional que ejercen esos cuerpos externos en el centro de masa de la Tierra considerándola como un todo (Wahr, 1996; Agnew, 2007).

En términos de campo gravitatorio, el efecto lunisolar descrito puede alcanzar un máximo pico a pico de alrededor de 300  $\mu\text{Gal}$ , y se caracteriza por ser periódico y en gran magnitud predecible. Tengamos en cuenta que las mareas afectan la magnitud de la gravedad en el orden de  $10^{-7}$ , mientras que los desplazamientos de marea (unas pocas decenas de centímetros) son aproximadamente  $10^{-7}$  del radio terrestre. Es por ello que este efecto, es por lejos, la corrección más importante, en cuanto a magnitud, para las lecturas de gravedad.

Agnew (2007) resume en tres los aspectos que puntualizan la importancia que las fluctuaciones de mareas tienen en geofísica:

1. Las mediciones de mareas pueden proveer información acerca de la estructura del interior de la Tierra y su reología.
2. Los modelos de mareas se pueden usar para remover las variaciones de marea de algunas mediciones geodésicas y geofísicas.
3. Los modelos de mareas se pueden usar para examinar la influencia de las mareas terrestres en algunos fenómenos naturales, como por ejemplo determinar los esfuerzos de marea para investigar si ellos pueden ser disparadores de terremotos.

Un esquema demostrativo de cómo está compuesta la señal de mareas, sería el de Agnew (2007), (Fig. 2.1). La **Fuerza de las mareas** se considera completamente conocida, pero se calcula, usando una teoría particular de la gravedad. El recuadro que tiene como etiqueta a **Geofísica/Oceanografía**, incluye la respuesta de la Tierra y el océano a las fuerzas de marea, con una flecha que lo rodea para indicar que algunas mareas podrían ser observadas, aunque la Tierra fuera rígida y libre de océanos. Por último, en mediciones de marea terrestre se pueden detectar otras señales ambientales y tectónicas.

Aquí es importante aclarar que el primer modelo (modelo=teórico), llamado *mareas de fuerzas*, producido por cuerpos externos, es computado a partir de las teorías gravitacionales y astronómicas, marea en el punto E de la Fig. 2.1. Los siguientes dos modelos, son aquellos que describen como la Tierra y los océanos responden a estas fuerzas. La caja que contiene el modelo de *Marea de Tierra sólida*, da lo que se conoce como “marea de cuerpo”, que es lo que se observaría en una Tierra sin océanos, pero realista. El modelo *oceánico*, que contiene los

océanos y la Tierra elástica, da lo que se conoce como “carga de marea”, que representa los cambios en la Tierra sólida, producidos por la masa cambiante de agua asociada con las mareas oceánicas. La suma de estos dos modelos conforma la marea total causada por la no rigidez de la Tierra. El modelo final, asociado con el término *distorsiones del sitio*, puede ser usado para describir cómo las desviaciones locales de los modelos idealizados afectan el resultado. Toda esta contribución no rígida se suma con la marea de la atracción directa para dar como resultado la marea teórica total, en el punto T del diagrama de flujo.

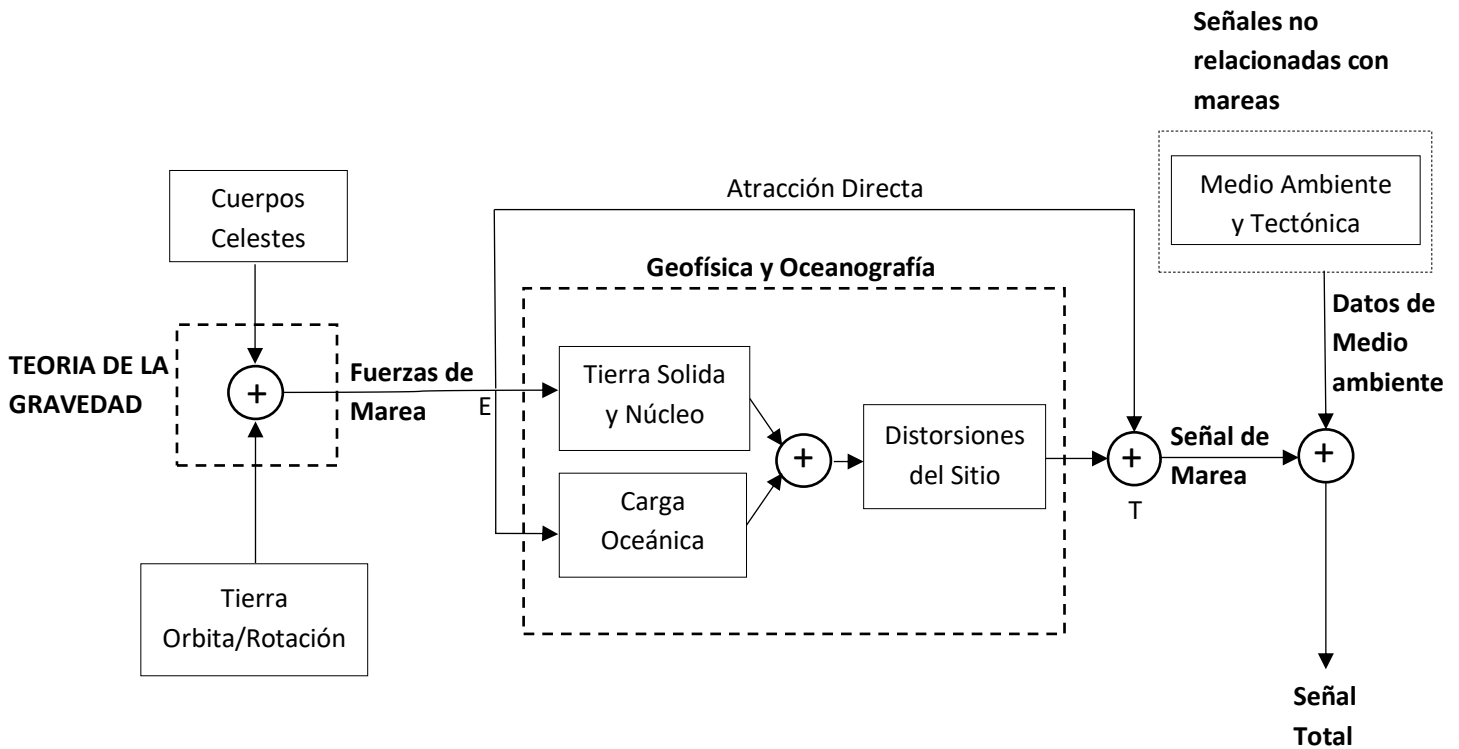


Figura 2.1: Diagrama de flujo de mareas terrestres (modificado de Agnew, 2007).

Matemáticamente, se puede describir el proceso del diagrama de flujo anterior, aplicando la teoría de mareas desarrollada por Munk y Cartwright (1966). La señal total  $y(t)$  es descrita de acuerdo con la ecuación (2.1):

$$y(t) = \int x_T(t - \tau)\omega_T(\tau)d\tau + n(t) \quad (2.1)$$

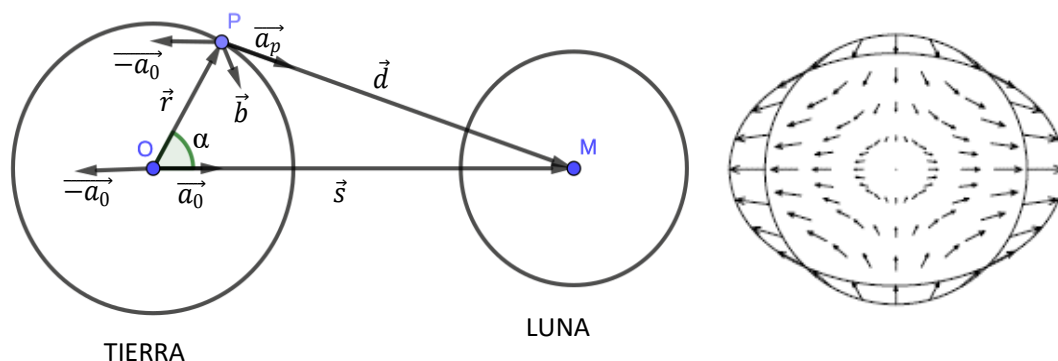
Donde  $x_T(t)$  es el forzamiento de marea y  $n(t)$  es el ruido (energía no relacionada con mareas, proviene de cualquier fuente). La función  $\omega_T$  es la respuesta de impulso del sistema, al forzamiento de las mareas.

En lo que sigue, este capítulo se centra en la teoría necesaria para calcular los efectos de las mareas con la mayor precisión posible.

## 2.2 FUERZAS DE MAREA

Las fuerzas de marea provienen de la atracción gravitacional diferencial que ejercen cuerpos externos sobre la Tierra. Computarlas, solo requiere conocimientos sobre teoría del potencial gravitatorio y astronomía, con muy poco de geofísica. Debido a la alta precisión de la teoría astronómica se hace fácil describir al forzamiento de marea, con mucha mayor precisión que con la que puede ser medido.

Para poder entender mejor las fuerzas de marea, vamos a considerar las fuerzas gravitacionales, aplicadas a un cuerpo (la Tierra, en este caso), por un cuerpo externo (por ejemplo, la luna). En la Fig. 2.2 se puede observar claramente que los puntos más cercanos a la luna, son más atraídos, que un punto ubicado en el centro de la Tierra, y a la inversa, los puntos más alejados a la luna, son menos atraídos. Es decir, que tanto los lados más lejanos, como los más cercanos a la Tierra, se dirigen desde el centro en forma radial, hacia afuera, mientras que las regiones, que se encuentran formando un ángulo recto con el vector Tierra-Luna, se dirigen radialmente hacia el centro de la Tierra.



**Figura 2.2:** Fuerzas de marea. La imagen de la izquierda representa la geometría del problema para el cálculo de la fuerza de marea en un punto O en la Tierra, debido a un cuerpo externo M. El gráfico de la derecha muestra el campo de aceleraciones para la separación actual Tierra-Luna. La línea elíptica muestra la superficie equipotencial bajo la fuerza de la marea (exagerada a fines gráficos). Adaptado de Agnew 2007.

### 2.2.1 ACELERACIONES DE MAREA

Frecuentemente se trabaja en términos de aceleraciones, lo que pone de manifiesto que la aceleración de marea en un punto sobre o en la Tierra es la diferencia entre la aceleración causada por la atracción de un cuerpo externo y la aceleración orbital (la aceleración que la Tierra sufre en su conjunto).

Siguiendo el esquema representado en la figura y lo dicho en el párrafo anterior, la aceleración de marea  $\vec{b}$  en el punto de observación P sobre la superficie de la Tierra, representa la diferencia

entre la aceleración gravitacional  $\vec{a}_p$  generada por un cuerpo celeste en el punto P y la aceleración orbital  $\vec{a}_0$ , causada por el movimiento de la Tierra alrededor del baricentro del sistema formado por los dos cuerpos (Tierra-Luna). Debido a la extensión espacial del cuerpo (Tierra), las aceleraciones gravitacionales debido a otros cuerpos celestes son ligeramente dependientes de la posición, mientras que las aceleraciones centrífugas son constantes dentro del cuerpo y en la superficie del cuerpo [Wenzel, 1997a].

Usando la Ley de la Gravitación Universal de Newton el vector aceleración de marea  $\vec{b}$  es igual a:

$$\vec{b} = \vec{a}_p - \vec{a}_0 = \frac{GM_b}{d^2} \frac{\vec{d}}{d} - \frac{GM_b}{s^2} \frac{\vec{s}}{s} \quad (2.2)$$

Donde:

G: es la constante gravitacional Newtoniana =  $6.6672 * 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$

$M_b$ : es la masa del cuerpo celeste (Luna)

$\vec{d}$ : es el vector distancia topocéntrica

$\vec{s}$ : es el vector distancia geocéntrica

En el geocentro la aceleración de las mareas desaparece, debido a que las distancias d y s, al cuerpo celeste, son idénticas.

Las aceleraciones en la superficie de la Tierra provienen de la rotación de la Tierra. Pero la Luna y los planetas cercanos de nuestro sistema solar, también generan aceleraciones de marea, provocadas por la aceleración gravitacional debida a los cuerpos celestes y del movimiento de la Tierra alrededor del baricentro del sistema de dos cuerpos. Para el sistema Tierra-Luna de la Fig. 2.2 el baricentro se encuentra posicionado adentro del cuerpo de la Tierra. La Tierra, como así también la Luna se mueven en una órbita aproximadamente elipsoidal, alrededor del baricentro del sistema y todas las partículas de la Tierra se mueven en órbitas paralelas.

La diferencia entre las aceleraciones gravitacionales y las aceleraciones orbitales genera pequeñas aceleraciones de marea; en la superficie de la Tierra, estas aceleraciones corresponden a aproximadamente  $10^{-7}$  de la gravedad de la Tierra. Hoy en día, la resolución de los gravímetros de alta calidad es inferior a  $10^{-11} m/s^2$  ( $\sim 10^{-12}g$ ), por lo que cuando analizamos sus registros, las aceleraciones de marea debidas a los planetas cercanos también deben ser consideradas.

Las máximas aceleraciones en la superficie de la Tierra se encuentran en la tabla 2.1:

**Tabla 2.1:** Listado de los máximos valores de aceleración de marea ejercidos en la Tierra por diferentes cuerpos celestes (Wenzel, 1997a)

Aceleración debida a:	Máximas aceleraciones de marea
Luna	$1.37 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$
Sol	$0.50 \times 10^{-6} \text{ m/s}^2$
Mercurio	$3.64 \times 10^{-13} \text{ m/s}^2$
Venus	$5.88 \times 10^{-11} \text{ m/s}^2$
Marte	$1.18 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$
Júpiter	$6.54 \times 10^{-12} \text{ m/s}^2$
Saturno	$2.36 \times 10^{-13} \text{ m/s}^2$
Urano	$3.67 \times 10^{-15} \text{ m/s}^2$
Neptuno	$1.06 \times 10^{-15} \text{ m/s}^2$
Plutón	$7.61 \times 10^{-20} \text{ m/s}^2$

### 2.2.2 EL POTENCIAL DE MAREA

En vez de hablar de fuerza de marea, es más útil para el desarrollo cuantitativo del tema, hablar de potencial de marea.

Debido a que el vector aceleración de marea  $\vec{b}$ , es por definición el gradiente del potencial de marea  $V$ :

$$\vec{b} = \overrightarrow{\text{grad}} V = \frac{\partial V}{\partial \vec{r}} \vec{r} \quad (\text{solamente aceleración vertical}) \quad (2.3)$$

Podemos determinar esta ecuación, siguiendo el desarrollo de Munk y Cartwright (1966). Si  $M_{\text{ext}}$  es la masa de un cuerpo externo, el potencial gravitacional  $V$ , que se deriva de él en un punto  $P$  en la Tierra es:

$$V = \frac{GM_{\text{ext}}}{d} = \frac{GM_{\text{ext}}}{R} \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{r}{R}\right)^2 - 2 \left(\frac{r}{R}\right) \cos \alpha}} \quad (2.4)$$

Donde: (véase Fig. 2.2)

$r$  es la distancia desde  $P$  a  $O$

$R$  es la distancia entre el centro de masas de la Tierra y el cuerpo externo

$d$  es la distancia de  $P$  a  $M$

$\alpha$  es la distancia angular entre  $P$  y el punto sub-cuerpo de  $M$

Expandiendo la ecuación 2.4 en series de polinomios de Legendre  $P_n(\cos \alpha)$ , el potencial de marea general que incluye n grados, puede ser escrito como:

$$V_{(r,\alpha)} = \frac{GM_{ext}}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{R}\right)^n P_n(\cos \alpha) \quad (2.5)$$

El término n=0 es constante en el espacio, por lo tanto, su gradiente es 0 y puede ser descartado.

El término n=1 es:

$$\frac{GM_{ext}}{R} r \cos \alpha = \frac{GM_{ext}}{R} x_1 \quad (2.6)$$

Donde  $x_1$  es la coordenada cartesiana a lo largo del eje OM. Su gradiente es una constante, que es la fuerza orbital, que debemos descontar. Entonces el potencial de marea  $V_{tid}$ , puede ser reescrito mediante la Ec. 2.5, con los dos primeros términos removidos:

$$V_{tid}(t) = \frac{GM_{ext}}{R(t)} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R(t)}\right)^n P_n(\cos \alpha(t)) \quad (2.7)$$

Donde R y  $\alpha$  están en función del tiempo.  $P_n(\cos \alpha(t))$  son los polinomios de Legendre, que están definidos respectivamente para grados n=2, 3, 4 como [Hobson, 1931]:

$$P_2(x) = \frac{1}{2}(3x^2 - 1)$$

$$P_3(x) = \frac{1}{2}(5x^3 - 3x)$$

$$P_4(x) = \frac{1}{8}(35x^4 - 30x^2 + 3)$$

Debido a que la relación  $\frac{r}{R}$  es alrededor de  $1,6 \times 10^{-2}$  para la Luna y alrededor de  $4,3 \times 10^{-5}$  para el Sol, el desarrollo en serie converge rápidamente.

La mayor contribución al potencial de marea, proviene de los términos de segundo grado que representan el 98% de V, entonces para una primera aproximación, es justificable cortar los términos en n=2.

A veces es conveniente representar la posición relativa de un punto P, sobre la superficie de la Tierra y el cuerpo celeste como una combinación de coordenadas geocéntricas y celestes. Las coordenadas geocéntricas son la co-latitud esférica  $\theta$  y la longitud esférica  $\lambda$ . Las coordenadas celestes del cuerpo que genera las mareas son la declinación  $\delta$  (la distancia angular al norte del

Ecuador Celeste) y el ángulo horario local  $\tau$  (definido como la diferencia en longitud entre P y el cuerpo generador de marea).

El potencial puede ser reescrito como:

$$V(t) = \frac{GM_{ext}}{R(t)} \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{r}{R(t)}\right)^n \frac{1}{2n+1} \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos\theta) \cdot P_n^m(\sin\delta) \cdot \cos(m\tau + m\lambda) \quad (2.8)$$

Donde  $P_n^m$  es la función asociada de Legendre de grado n y orden m [Hobson, 1931]:

$$\begin{aligned} P_2^0(\theta) &= \frac{1}{2}(3\cos^2\theta - 1) & P_3^0(\theta) &= \frac{1}{2}(5\cos^3\theta - 3\cos\theta) \\ P_2^1(\theta) &= 3\sin\theta\cos\theta & P_3^1(\theta) &= \frac{3}{2}(5\cos^2\theta - 1)\sin\theta \\ P_2^2(\theta) &= 3\sin^2\theta & P_3^2(\theta) &= 15\sin^2\theta\cos\theta \\ & & P_3^3(\theta) &= 15\sin^3\theta\cos\theta \end{aligned}$$

Debido a la rotación terrestre, el ángulo horario  $\tau$  del cuerpo celeste, varía de 0 a  $2\pi$  en 24 hs.

Cada término en la suma mayor a m, en la ecuación precedente, tiene una cierta periodicidad espacial. Por lo tanto, el potencial V está compuesto por:

- Un término de periodo largo, vinculado a armónicos zonales  $P_n^0$ , (m=0)
- Un término diario, vinculado a armónicos teserales  $P_n^1$ , (n>m)
- Un término semidiurno, vinculado a armónicos sectoriales  $P_2^2$ , (m=n=2)

**Tabla 2.2:** Principales constituyentes de mareas diurnos y semidiurnos con sus periodos y frecuencias fundamentales

SÍMBOLO	DESCRIPCIÓN	PERIODO (horas)	FRECUENCIA (cpd)
Sa	Constituyente solar anual	8765,5223	0,0027
O1	Constituyente diario lunar	25,8193	0,9295
K1	Constituyente diario de declinación lunar	23,9345	0,9973
N2	Constituyente semidiurno elíptico lunar más grande	12,6583	1,8960
M2	Constituyente semidiurno lunar principal	12,4206	1,9323
S2	Constituyente semidiurno solar principal	12,0000	2,0000
K2	Constituyente semidiurno de declinación luni-solar	11,9672	2,0055

Esta representación del potencial de marea nos permitirá la separación del potencial de marea en términos dependientes de la latitud y términos dependientes de tiempo/longitud, y la representación espectral del potencial de marea por un catálogo de potencial de marea (Tabla 2.2).

#### 2.2.2.1 CATÁLOGOS DE POTENCIAL DE MAREAS

Un catálogo de potencial generador de marea (TGP), es una tabla que incluye amplitudes, fases y frecuencias para algunas ondas de marea. Usando un catálogo de potencial de marea e información adicional como modelos de la elasticidad del interior de la Tierra provenientes de la sismología y modelos de mareas oceánicas, los fenómenos de marea se pueden calcular con precisión para una Tierra elástica cubierta de océanos. Hoy en día, se usa principalmente este método para el modelado de mareas.

Darwin (1883), fue quien probablemente confeccionó el primer catálogo de mareas, y dio los nombres a los principales constituyentes de marea contenidos en su catálogo, y que hoy en día continúan utilizándose. Luego A. T. Doodson (1921), mejoró el catálogo anterior y desarrolló el TGP en la forma armónica, incluyendo 378 frecuencias de marea. En la actualidad, los más recientes y extensivos catálogos de marea son los de Hartmann y Wenzel (1995a, b) o el desarrollo armónico de Kudryavtsev (2004), que incluyen efectos de perturbación para los planetas más grandes, términos de hasta sexto grado para la Luna (periodo de 4 hs.) y términos que permiten evaluar el efecto de la forma no esférica de los principales cuerpos.

Los catálogos de potencial de marea disponibles actualmente han sido calculados mediante *análisis espectral analítico* (Doodson, 1921; Xi, 1987; Xi, 1989; Roosbeek, 1996) o por *análisis espectral numérico* (Cartwright y Tayler, 1971; Cartwright y Edden, 1973; Büllfeld, 1985; Tamura, 1987; Tamura, 1993; Hartmann y Wenzel, 1995a, b) del potencial de marea generado por los cuerpos celestes. El método de análisis espectral analítico, proporciona una descripción algebraica del movimiento del cuerpo y requiere efemérides analíticas de los cuerpos celestes (por ej. Bretagnon, 1982; Chapront-Touze y Chapront, 1988), mientras que el método de análisis espectral numérico necesita solamente efemérides numéricas, calculadas a partir de la integración numérica de las ecuaciones de movimiento, con parámetros elegidos para ajustarse mejor a los datos astronómicos. Cabe señalar que las efemérides son un catálogo de posiciones aparentes de los cuerpos en el sistema solar vistos desde una posición y tiempo en la Tierra; cada cuerpo se define por una longitud, latitud, ascensión recta y declinación. Las efemérides numéricas son más precisas, pero para algunos usuarios son menos convenientes, ya que se encuentran disponibles solo en tablas, mientras que las efemérides analíticas están o pueden estar disponibles en códigos computacionales. Actualmente las efemérides numéricas más precisas son las calculadas por el JPL (Jet Propulsion Laboratory) (por ej. Standish y Williams, 1981 y Standish et. al., 1995) y son lo suficientemente precisas como para calcular catálogos de potencial de marea (por ej. Hartmann y Wenzel, 1995a, b).

Todos los catálogos de potencial de marea usan una representación del potencial de marea de una Tierra rígida, similar a [Wenzel, 1997a]:

$$V(t) = D \sum_{l=1}^{l=l_{max}} \sum_{m=0}^{m=l} \left(\frac{r}{a}\right)^l \Gamma(\theta) \cdot \bar{P}_{lm}(\cos\theta) \cdot \sum_i [C_i^{lm}(t) \cos(a_i(t)) + S_i^{lm}(t) \text{sen}(a_i(t))] \quad (2.9)$$

Donde:

$D$  y  $\Gamma(\theta)$  son constantes de normalización

$a$  es el semieje mayor del elipsoide de referencia

Para el catálogo de Hartmann y Wenzel (1995a, b), que es con el que se trabajó en el análisis de marea de los capítulos siguientes, las constantes han sido llevadas a la unidad, mediante un proceso de normalización, con el fin de poder valorar cuál es el peso de cada armónico en la serie que se representa.

$C_i^{lm}(t)$  y  $S_i^{lm}(t)$  son coeficientes tiempo dependientes, dados por:

$$C_i^{lm}(t) = C0_i^{lm}(t) + t \cdot C1_i^{lm}(t)$$

$$S_i^{lm}(t) = S0_i^{lm}(t) + t \cdot S1_i^{lm}(t)$$

Los argumentos  $a_i(t)$  están dados por:

$$a_i(t) = m \cdot \lambda + \sum_{j=1}^{j=j_{max}} k_{ij} \cdot \text{arg} g_j(t)$$

Con  $k_{ij} = m$

Los coeficientes enteros  $k_{ij}$  se encuentran en un catálogo específico, mientras que los argumentos astronómicos  $\text{arg} g_j(t)$  se calculan a partir de polinomios en un tiempo  $t$ .

**Tabla 2.2:** Diferentes catálogos de potencial generador de marea (TGP).

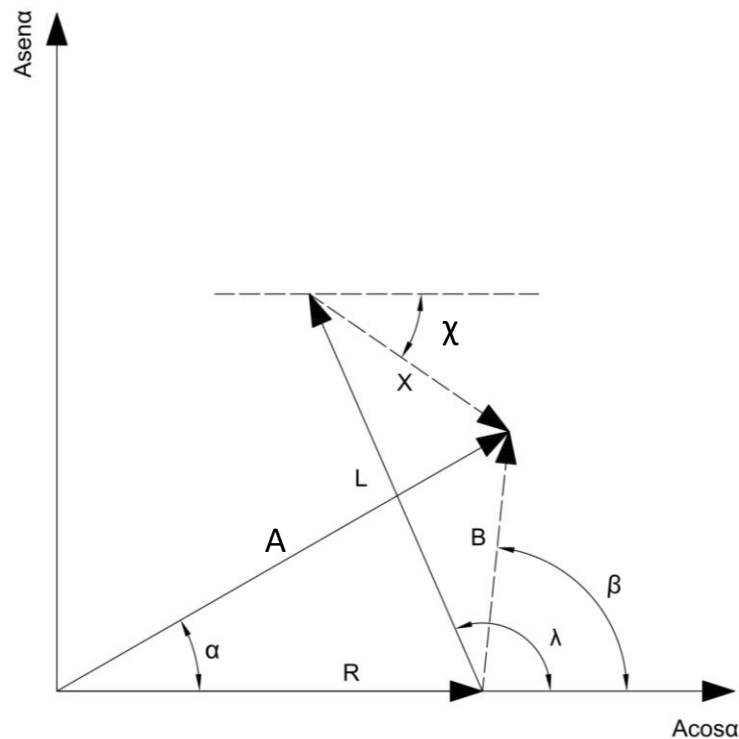
Autor	Año	Nº de Ondas	Nº de Coeficientes	Máximo Grado	Truncamiento (m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )
Doodson	1921	378	378	3	1,0x10 <sup>-4</sup>
Cartwright et al.	1971, 1973	505	1010	3	0,4x10 <sup>-4</sup>
Büllesfeld	1985	656	656	4	0,2x10 <sup>-4</sup>
Tamura	1987	1200	1326	4	0,4x10 <sup>-5</sup>
Xi	1989	2934	2934	4	0,9x10 <sup>-6</sup>
Tamura	1993	2060	3046	4	0,4x10 <sup>-5</sup>
Roosbeck (RATPG95)	1996	6499	7202	5	0,8x10 <sup>-7</sup>
Hartmann y Wenzel (HW95)	1995	12935	19271	6	0,1x10 <sup>-9</sup>
Kudryavtsev	2004	26753	28806	6	0,1x10 <sup>-9</sup>

### 2.2.3 PARÁMETROS DE MAREA

El propósito de los análisis de observaciones de mareas terrestres, es encontrar la función de transferencia entre el sistema Tierra-estación-sensor, donde los parámetros de la función de transferencia (i.e., parámetros de marea) son determinados a partir de un ajuste por mínimos cuadrados de las observaciones de mareas terrestres (Wenzel, 1997b). Los parámetros de marea son:

- $\delta$  (factor de amplitud) que es la relación entre la amplitud de marea observada y la amplitud teórica de la marea astronómica para un modelo de Tierra Sólida en las coordenadas de la estación,
- $\kappa$  (diferencia de fase) es la diferencia de fase entre los vectores de marea observados y teóricos.

Como resultado del análisis de mareas, cada onda analizada proporciona un par observado ( $A$ ,  $\alpha$ ) en su frecuencia de marea  $\omega$ , donde  $A = \delta \cdot A_t$  (siendo  $A_t$  la amplitud teórica), y  $\alpha$  es la fase. Entonces, para cada onda, el factor de amplitud  $\delta$  se define con respecto a la amplitud de marea teórica  $A_t$  como la relación  $A/A_t$  (Melchior, 1978).



**Figura 2.3:** Para una frecuencia de marea dada, el diagrama de fasor muestra la relación entre el vector de amplitud de marea observada  $A(A, \alpha)$ , el modelo de Tierra  $R(R, 0)$ , el vector de carga de marea oceánica computado  $L(L, \lambda)$ , la marea residual  $B(B, \beta) = A - R$  y el residuo corregido  $X(X, \gamma) = B - L$ .

### Definición de Factor Gravimétrico $\delta$

De acuerdo a las convenciones utilizadas para los datos de análisis de marea (Dehant y Ducarme, 1987), se adoptó la siguiente definición de factor gravimétrico  $\delta$ : en el dominio de la frecuencia, el factor gravimétrico de marea, es la función de transferencia entre la fuerza de marea ejercida a lo largo de la normal al elipsoide y las variaciones de marea de gravedad a lo largo de la vertical del lugar, medida por un gravímetro.

Por lo tanto, en el dominio de la frecuencia, el factor de amplitud definido por el *International Centre of Earth Tides* (ICET), se deduce, dividiendo la amplitud final en la fuerza de marea vertical en una frecuencia  $\omega$ :

$$\delta_{ICET} = \frac{\text{SEÑAL DE MAREA DEL CUERPO, MEDIDA A LO LARGO DE LA VERTICAL POR UN GRAVIMETRO}}{\text{GRADIENTE DEL POTENCIAL DE MAREA EXTERNO A LO LARGO DE LA PERPENDICULAR AL ELIPSOIDE DE REFERENCIA}} \quad (2.10)$$

En el caso de una Tierra inicialmente en equilibrio hidrostático, se asume que la normal al elipsoide coincide con la vertical local (normal al elipsoide de Clairaut). Para una Tierra no hidrostática la vertical está dada por la perpendicular al Geoide.

El factor de fase  $\kappa_n$  da el retraso o ‘delay’ de la respuesta de marea, con respecto a la fase del potencial de marea.

Los factores gravimétricos ( $\delta$ ,  $\kappa$ ) pueden usarse para construir la marea sintética en cualquier lugar. Estas mareas sintéticas se modelan sumando varios grupos de ondas con los factores gravimétricos específicos que generalmente se han determinado en algunos análisis de mareas previos en la estación.

Es común que los factores gravimétricos difieran de sus valores teóricos  $R = (A_t \delta_m, 0)$  (donde  $\delta_m$  es el factor gravimétrico teórico para un modelo de Tierra en particular), debido a dos razones principales. En primer lugar, porque la carga de las mareas oceánicas (OTL) se incorpora automáticamente a los factores estimados. En segundo lugar, debido al modelo de Tierra utilizado. De hecho, los factores gravimétricos de marea se expresan en función de los números de Love y dependen del modelo de la Tierra, como veremos más adelante.

Otros parámetros de mareas muy utilizados, incluyen los números de Love, h, l y k. Debido a que las técnicas de posicionamiento geodésico, tales como, interferometría de base muy larga (VLBI), medición de distancias satelital láser (SLR) y sistema de posicionamiento global (GPS), son sensibles a los desplazamientos de marea, debemos computarlos en la superficie terrestre.

## 2.2.4 RESPUESTA DE LA TIERRA

Una vez descriptas las fuerzas de marea, se considera ahora la respuesta de la Tierra sólida a estas fuerzas. La Tierra, considerada elástica a tales frecuencias, se deforma bajo los esfuerzos de las mareas. La fuerza de marea tiende a deformar la Tierra sólida en la forma elíptica (véase Figura 2.2). La deformación de las mareas de esta Tierra es causada por la atracción gravitacional del Sol y la Luna y, en mucho menor medida, de los otros planetas (Dehant et al. 1999).

El formalismo para describir las funciones de transferencia de marea para una Tierra esférica, fue desarrollado por Love (1911), quien demostró que efectos de marea podían ser representados, usando un conjunto de números adimensionales, que son conocidos como números de Love o números de Love y Shida, desde que fuera introducido el número 1 en 1912 por T. Shida.

Este formalismo fue extendido por Wahr (1979, 1981a, b) para una Tierra elipsoidal, en rotación. El modelo de Wahr contiene un núcleo interno elipsoidal, elástico y deformable; un núcleo externo líquido elipsoidal; y un manto elipsoidal, elástico, deformable, sin océano ni atmósfera. En este modelo se supone que la Tierra está hidrostáticamente pretensada y está uniformemente en rotación.

Después fueron incluidos, inicialmente por Wahr y Bergen (1986) y Dehant (1986b, 1987a), efectos de la inelasticidad del manto en una Tierra en elipsoidal en rotación, para lo cual se formularon los números de Love complejos.

Posteriormente, Dehant et. al. (1999), extendieron este formalismo de mareas para incluir efectos de estructura elipsoidal no-hidrostática en el interior de la Tierra. La Tierra real es, por supuesto, inelástica y no hidrostática, y los efectos tanto de la inelasticidad como de la estructura no hidrostática serían lo suficientemente grandes como para tener un impacto significativo en las observaciones de las mareas (Dehant et al., 1999).

### 2.2.4.1 RESPUESTA DE MAREA A UNA TIERRA SNREI

Para una buena aproximación, podemos modelar la respuesta de marea de una Tierra sin océano asumiendo un modelo de Tierra SNREI (Spherically symmetric, Non-Rotating, Elastic and Isotropic): es decir, uno que sea esférico, no rotacional, elástico e isotrópico. Existen varios modelos siendo el PREM (Preliminary Reference Earth Model) (Dziewonski y Anderson, 1981) el más ampliamente utilizado. Para este modelo es simple describir la respuesta al potencial de marea (Jeffreys, 1976), porque debido a la simetría, solo los grados  $n$  son relevantes y los números de Love ( $h_n$ ,  $l_n$  y  $k_n$  para cada uno de los  $n$  armónicos en el TGP) pueden ser computados, mediante la resolución de las ecuaciones de movimiento gravito-elásticas para la Tierra y encontrando el desplazamiento de superficie  $u_n$  y el potencial de gravedad de superficie  $\psi_n$  para cualquier tipo de deformación forzada, por ej. mareas o marea de carga [por ej. Wang, 1997]:

$$u_n = \frac{1}{g_0} [h_n \hat{r} + l_n \nabla_s] W_T \quad (2.11)$$

$$\psi_n = k_n W_T \quad (2.12)$$

$$\delta_n = 1 + \frac{2h_n}{n} - \frac{(n+1)}{n} k_n \quad (2.13)$$

Donde:

$\nabla_s$  es el operador de gradiente horizontal en coordenadas polares esféricas

$g_0$  es la gravedad de superficie

$W_T$  es el potencial de gravedad de superficie

$\hat{r}$  es el vector radial unitario

Los números de Love describen completamente cualquier tipo de deformación, elástica o inelástica, y por lo tanto contienen toda la complejidad de la Tierra real, es decir, resonancias para todos los modos normales de la Tierra, anelasticidad y dependencia de frecuencia (Dickman, 2005). Los desplazamientos de mareas en los instrumentos geodésicos en la superficie de la Tierra generalmente se describen por  $h$  (radial) y  $l$  (tangencial) (véase, por ejemplo, McCarthy, 1996; Mathews et al., 1997), mientras que  $k$  se utiliza para representar los efectos de mareas en las órbitas de Satélites en órbita terrestre (véase, por ejemplo, Yoder et al., 1983; McCarthy, 1996).

Los valores numéricos de los números de Love dependen de las propiedades internas de la Tierra. Por lo tanto, es posible conocer algunas de esas propiedades comparando las observaciones de mareas con predicciones basadas en resultados teóricos para los números de Love. Los valores elásticos típicos para el modelo estándar PREM son,  $h_2=0,6032$ ,  $l_2=0,0839$  y  $k_2=0,2980$  dando  $\delta_2=1,1562$  (tomando para  $n=2$  el par de valores nominales  $\delta=1,16$ ,  $\kappa=0^\circ$ ).

#### 2.2.4.2 RESPUESTA DE UNA TIERRA ROTACIONAL

Para modelos terrestres más realistas, debemos agregar los efectos de rotación, elipticidad, inelasticidad y anisotropía, alejándonos de un modelo SNREI simple (Crossley et al., 2013).

- La elipticidad del CMB (Límite núcleo-manto) y la rotación de la Tierra se combinan para producir una oscilación libre en la cual el núcleo fluido (restringido por las fuerzas de presión) y el manto sólido precesan uno alrededor del otro. Esto se conoce como "oscilación libre casi diurna" (NDFW, Nearly Diurnal Free Wobble) o "nutación de núcleo libre". Su frecuencia cae dentro de la banda de las mareas diurnas, lo que provoca una respuesta resonante en los números de Love cerca de 1 ciclo/día. Las mareas diurnas también causan cambios en la dirección del eje de rotación de la Tierra (las precesiones y nutaciones astronómicas), y el NDFW también

los afecta, por lo que algunos de los mejores datos provienen de la astronomía (Herring et al., 2002).

- La elipticidad y la rotación acoplan la respuesta del forzamiento de grado  $n$  a armónicos esféricos de otros grados, y modos de deformación esferoidales a toroidales. Como resultado, los números de Love dependen un poco de la latitud, y aparecen términos adicionales para desplazamiento horizontal. Esto produce una pequeña dependencia de latitud donde  $\delta$  disminuye aproximadamente un 0,1% entre el ecuador y los polos, de acuerdo con las mediciones de gravedad de gravímetros de resorte más antiguas (Dehant y Ducarme, 1987)

- La elasticidad imperfecta del manto ( $Q$  finito) modifica los números de Love de dos maneras: se vuelven complejos, con pequeñas partes imaginarias, y se vuelven débilmente dependientes de la frecuencia debido a la dispersión anelástica. Aunque este efecto puede producir un cambio en la amplitud de los números de Love hasta un 7% en períodos prolongados, el efecto es bastante pequeño para las mareas del cuerpo.

En la actualidad los modelos de Tierra más utilizados son los de Dehant et al. (1999), quienes computaron un modelo para una Tierra elipsoidal, rotacional, en equilibrio hidrostático, usando el modelo PREM, y lo denominaron DDW-elástico. También, calcularon números de Love y factores gravimétricos para una Tierra inelástica y no-hidrostática, y lo llamaron DDW-Inelástico.

### 2.2.5 CARGA DE MAREA OCEÁNICA

La mayor barrera para usar las mareas terrestres para investigar el interior de la Tierra sólida, es que ellas contienen señales causadas por las mareas oceánicas. La redistribución de masas en las mareas oceánicas provocaría señales incluso en una Tierra rígida, debido a la atracción del agua; en la Tierra real ellas también pueden causar cambios adicionales. Esas señales inducidas son llamadas cargas de marea y se combinan con las mareas de cuerpo para conformar la señal total de marea de la Fig. 2.1.

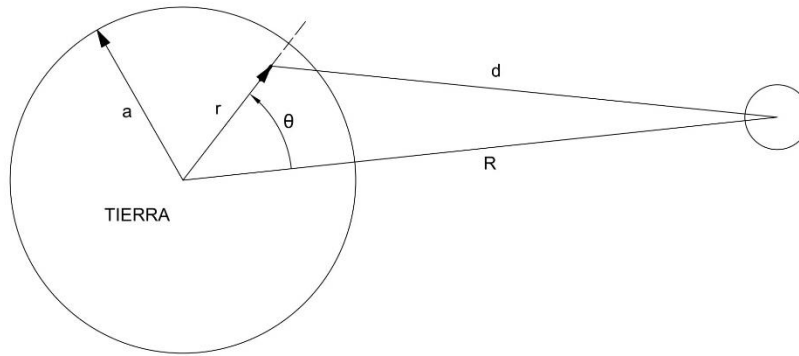
Si nosotros queremos calcular la marea de carga de uno o algunos sitios, el camino más eficiente es por medio de la convolución de un modelo de marea oceánica y una función de Green asociada.

Para cada armónico, la variación de la aceleración gravitacional en la superficie de la Tierra, debido al peso de las mareas oceánicas, se puede calcular como (Farrel, 1972):

$$\Delta g(r) = \frac{G}{a^2} \int_{\varphi} \vartheta_{\Delta g}(\theta') dm' \quad (2.14)$$

Donde se asume elementos de distribución de masas  $dm'$  sobre las áreas oceánicas  $\varphi$  y una solución al problema de la deformación donde propiedades de simetría radial de los planetas causan deformación bajo la carga, dependiendo solamente del arco distancia  $\theta' = \angle r, r'$  entre

la carga y el punto estacion y  $\vartheta_{\Delta g}(\theta')$  es una función de Green que determina la variación de gravedad en un punto de carga de 1kg a una distancia de  $|r - r'|$  de la estación.



**Figura 2.4:** Geometría del problema, condiciones de límite de la superficie terrestre, se asume que un punto de masa  $\mu$  se encuentra a una distancia  $R$  muy lejos del centro de la Tierra.

La función de Green de gravedad se puede escribir como la suma de una parte elástica y una Newtoniana. La parte elástica, describe el cambio en la gravedad causado por el desplazamiento vertical de la estación a través del campo de gravedad de la Tierra. Esto produce variaciones de gravedad porque el campo de gravedad de la Tierra disminuye con la altura. Además, el campo de gravedad de la Tierra cambiará porque esta deformación provoca una redistribución de masas en el interior de la Tierra. La parte Newtoniana es causada por la componente vertical de la atracción gravitacional directa de la masa de marea de agua en el gravímetro. Para estaciones exactamente al nivel del mar, esta es aproximadamente 19 veces más pequeña que la parte elástica para distancias pequeñas, pero para sitios elevados será mucho más grande.

De lo dicho anteriormente la función de Green para gravedad se puede calcular como:

$$\vartheta_{\Delta g}(\theta) = \sum_{n=0}^{\infty} [2h'_n - (n+1)k'_n] P_n(\cos\theta) - \frac{\frac{z}{a} + 2\sin^2\theta/2}{\left[(z/a)^2 + 4\left(1 + \frac{z}{a}\right)\sin^2\theta/2\right]^{3/2}} \quad (2.15)$$

Donde  $z$  es la altura topográfica de la estación,  $h'_n$  y  $k'_n$  son los números de Love de carga.

Debido a que el estudio también se realiza para desplazamientos, se muestran a continuación las correspondientes ecuaciones para desplazamientos verticales y horizontales y las funciones de Green asociadas: (Bos y Scherneck, 2013).

Desplazamientos Verticales:

$$u(r) = \frac{G}{g a} \int_{\varphi} \vartheta_u(\theta') dm' \quad (2.16)$$

$$\vartheta_u(\theta) = \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \theta) \quad (2.17)$$

Desplazamientos Horizontales:

$$\left. \begin{matrix} v_n(r) \\ v_e(r) \end{matrix} \right\} = \frac{G}{g a} \int_{\varphi} \vartheta_v(\theta') \begin{Bmatrix} \cos \alpha' \\ \sin \alpha' \end{Bmatrix} dm' \quad (2.18)$$

$$\vartheta_v(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} l'_n \frac{dP_n(\cos \theta)}{d\theta} \quad (2.19)$$

#### 2.2.5.1 MODELOS DE MAREAS OCEÁNICAS

La generación de modelos globales de mareas oceánicas, hasta hace poco tiempo, era una tarea difícil debido fundamentalmente a la problemática de las ecuaciones relevantes, la complejidad de la geometría y la sensibilidad de los resultados a los detalles. Por ejemplo, una dificultad que se presenta, es que los océanos tienen modos de oscilación barotrópicos con periodos cercanos a las bandas diurnas y semidiurnas, al mismo tiempo es difícil medir mareas en aguas superficiales.

Hoy en día, los modelos oceánicos disponibles son adecuados para producir cargas estimadas que son tan precisas como las mediciones disponibles de la marea terrestre, gracias a la potencia computacional y a la altimetría satelital, lo que hace posible brindar soluciones geométricas realistas y a una escala global (Le Provost et al., 1995, 1998; Andersen et al., 1995; Desai et al., 1997). La disponibilidad de datos precisos de altimetría satelital provistos por el satélite TOPEX/POSEIDON (T/P), cuya órbita fue específicamente diseñada para medir mareas, hizo que modelos generados con anterioridad puedan ser constreñidos con información precisa, continua y de muy buena cobertura.

Sin embargo, aún se requiere un progreso sustancial para reducir los errores en los modelos utilizados actualmente. Por ejemplo, los errores en la predicción de mareas a escala de cuenca son comparables a los errores de medición de la gravimetría satelital actual y superan los errores esperados de los gravímetros futuros en un orden de magnitud o más (Koop y Rummel, 2008; Wiese, 2011; Wiese et al., 2011). Quizás la mayor dificultad para modelar las mareas es la necesidad de representar la batimetría con el detalle adecuado en el modelo, especialmente en aguas poco profundas, donde las longitudes de onda son cortas. Esta necesidad, y el espacio relativamente grande de los datos de altimetría, ha significado que los modelos de mareas todavía se dividan en dos grupos: globales y locales.

Los modelos globales se calculan en una malla relativamente espaciada (digamos 0,5°) y dependen en gran medida de los datos de altimetría (por ejemplo, Egbert y Erofeeva, 2002); a menudo no se pueden modelar adecuadamente las resonancias que ocurren en algunos cuerpos de agua (como la Bahía de Fundy), para los cuales se requieren modelos locales: estos usan una malla más fina y, a menudo, dependen más de los datos locales del mareógrafo. Obviamente, un modelo local no es importante para calcular cargas a menos que los datos se recopilen en un área cercana.

La mayoría de los modelos de mareas se dan para componentes de mareas particulares, generalmente al menos uno diario y uno semidiurno. A menos que haya una resonancia local, las cargas para otros armónicos se pueden encontrar escalando y usando las proporciones de las amplitudes en la marea de equilibrio (Le Provost et al., 1991).

Para una explicación un poco más detallada de los modelos de mareas oceánicas, se puede estructurar a los mismos en modelos de mareas modernos y antiguos.

### *Modelos de marea oceánica modernos*

Los modelos modernos de mareas se pueden clasificar como: (1) ajuste empírico a un modelo anterior adoptado y (2) modelos hidrodinámicos barotrópicos limitados por la información de mareas a través de la asimilación (Stammer et al., 2014). Los modelos que son del tipo E son semiempíricos ("semi" porque algunas de sus características a pequeña escala pueden surgir de sus modelos anteriores subyacentes), mientras que los del tipo H son modelos hidrodinámicos barotrópicos constreñidos por la asimilación. Todos los modelos asimilativos incluyen los componentes M2, S2, N2, K2, O1, P1, Q1 y K1. Además, algunos también proporcionan M4, MS4 y posiblemente otras mareas compuestas. La Tabla 4 muestra los modelos de marea del océano más comúnmente utilizados en la actualidad.

**Tabla 2.43:** Modelos de mareas oceánicas más utilizados actualmente. E significa que se obtuvo del ajuste empírico de un modelo anterior; H, asimilación a un modelo hidrodinámico barotrópico; N, puramente hidrodinámico (sin restricciones de datos).

Modelo	Tipo	Resolución	Autores
TPXO.9-ATLAS	H	1/30°	Egbert y Erofeeva (2002, actualizado)
FES2014b	H	1/16°	Carrere et al (2016, actualizado)
FES2012	H	1/16°	Carrere et al (2012, actualizado)
FES2004	H	1/16°	Lyard et al (2006, actualizado)
GOT4.10c	E	1/2°	Ray (1999, actualizado)
OSU12	E	1/4°	Fok (2012)
DTU10	E	1/8°	Cheng y Andersen (2011)
EOT11a	E	1/8°	Savcenko y Bosch (2012)
HAM12	H	1/8°	Taguchi et al (2014, actualizado)
CSR4.0	E	1°	Eanes y Bettadpur (1996, actualizado)
NSWC	H	1°	Schwiderski (1979)

## TPXO.9-ATLAS

TPXO.9-ATLAS es el modelo más reciente de una serie de modelos de marea (elevaciones más corrientes barotrópicas) producidos usando el esquema variacional basado en la representación descrita por Egbert et al. (1994) y Egbert y Erofeeva (2002) para asimilar datos de altimetría (y otros) en un modelo global de aguas poco profundas. Es obtenido por la combinación de una base global TPXO.9 y soluciones locales para las áreas costeras, incluyendo a la Antártida y el océano Ártico, lo que genera un aumento de la resolución en áreas costeras y mares poco profundos. La solución global base tiene una resolución de  $1/16^\circ$ , con batimetría para el modelo dinámico derivado de la base de datos GEBCO1' (GEBCO Digital Atlas, 2003). Primeramente, los datos fueron analizados armónicamente a lo largo del recorrido de las constantes de marea de 685 ciclos de T/P y JASON (hasta 2011) con 685 correcciones de marea de carga basadas en la solución de asimilación anterior TPXO.8. En el océano profundo, se asimilaron constantes armónicas aproximadamente cada 12 km a lo largo del recorrido. Para profundidades más bajas se utilizaron constantes armónicas para cada punto a lo largo de la ruta, junto con datos de 114 ciclos de T/P intercalados en su ruta terrestre. En latitudes altas, también datos de mareógrafos, fueron asimilados, incluidos 83 alrededor de la Antártida (King and Padman, 2005) y 289 en el Ártico (Kowalik y Proshutinsky, 1994). Para constituyentes cuarto-diurnos no lineales fue utilizado el esquema de dos pasos de Egbert et al. (2010). Se obtuvieron soluciones regionales con una resolución de  $1/30^\circ$  para 33 áreas rectangulares, incluyendo todos los principales mares cerrados o semicerrados y la mayoría de las áreas costeras con un ancho de plataforma continental significativo. También, se utilizó batimetría local de mayor resolución siempre que fue posible, y se asimilaron todos los datos T/P-JASON disponibles y entrelazados. En latitudes altas, o en áreas poco profundas con escasa cobertura T/P también se usaron los datos ERS/Envisat para las mareas lunares. Se usaron mareógrafos costeros adicionales en algunas soluciones regionales para mejorar las estimaciones en bahías locales.

## FES2014b/12/04

Es la última versión del modelo de marea FES (Finite Element Solution). FES 2014 está basado en la resolución de ecuaciones hidrodinámicas en aguas superficiales (modelo T-UGO) en una configuración espectral. En cuanto a la configuración hidrodinámica el RMS entre el modelo y las estimaciones cruzadas de T/P-J1-J2 para el constituyente M2 dan 1.20cm en océanos profundos y 5,37cm en mares de plataformas. Fue mejorada la base de datos altimétrica, ya que se usaron series de tiempo de seguimiento nominal de 20 años para T/P-J1-J2, 6 años para misiones intercaladas de T/P y 17 años para misiones ERS/EN. También fueron asimilados datos de mareógrafos locales, lo que genera importantes mejoras no solo en océanos globales, sino también en una zona complicada para el modelado de mareas como lo es el Océano Ártico.

#### GOT4.10c

Las series GOT (Goddard/Grenoble Ocean Tide), toman su nombre de la ciudad (Grenoble) en la que trabajaba el grupo de Christian Le Provost que generó las primeras versiones utilizando un modelo hidrodinámico de elementos finitos. GOT es desarrollado por el Goddard Space Flight Center. Todas las versiones de GOT están basadas en análisis de mareas de datos de altimetría multisatélite. La metodología esencialmente sigue la de Schrama y Ray (1994) y Ray (1999). GOT 4.7 fue la primera versión utilizada masivamente y solo se basaba en mediciones de la misión T/P.

GOT 4.8 solucionó un problema con la corrección de troposfera seca que fue usada en T/P Geophysical Data Records (GDRs) desde los inicios de la misión. GOT4.9 es idéntico a su predecesor, excepto que aplicó una corrección a la altura de la superficie del mar T/P, que tiene en cuenta el movimiento del centro de masas de T/P en relación a la antena del altímetro (CG\_Range\_Corr).

GOT4.10c es idéntico a GOT4.7, 4.8 y 4.9 excepto que solo se usaron datos de JASON-1 y JASON-2. No se usaron datos de T/P, ya que la corrección troposférica seca para los satélites JASON nunca tuvo el error de marea aérea S2 que tenían los datos T/P originales. Todos los demás procesos y datos se mantuvieron sin cambios.

#### OSU12

OSU12 es un modelo de marea oceánica global desarrollado en la Universidad del Estado de Ohio (OSU) (Fok, 2012). Es un modelo empírico de marea del océano que utilizó una representación ortogonal extendida del método de respuesta (Groves y Reynolds, 1975). Para la solución se empleó un algoritmo de ponderación espacio-temporal para combinar datos de altímetros de radar multimisión con características de ‘*aliasing*’ de marea de distintas cobertura espacial, temporal y precisión. Estos incluyen datos T/P, JASON-1, Geosat Follow-On (GFO) y ENVISAT cubriendo un periodo que va desde octubre de 1992 hasta enero de 2009, con límites de cobertura en latitud dentro de los  $\pm 66^\circ$  y correcciones de marea de carga basadas en el modelo NAO99.b de Matsumoto et al (2000). Fuera de los límites de  $\pm 66^\circ$  de latitud el actual modelo OSU12v1.0 es corregido usando valores del modelo GOT4.7. Sin embargo, se están realizando esfuerzos para extender el modelo de marea OSU12 para cubrir los océanos polares. El modelo OSU12 fue lanzado con los ocho mayores constituyentes diurnos y semidiurnos, junto con las mareas S1 y M4.

#### DTU10

El modelo de marea oceánico global DTU10 (Cheng y Andersen, 2011) está basado en una corrección empírica al modelo FES 2004 (Lyard et al., 2006), en la cual las mareas residuales más grandes fueron determinadas usando el método de respuesta. En función de mejorar las mareas de aguas superficiales, fueron introducidos 4 años de datos de las misiones intercaladas

TOPEX/JASON-1. Sets de datos combinados ENVISAT, Geosat Follow-On y ERS-2 fueron introducidos por fuera de los paralelos de  $\pm 66^\circ$  para derivar mareas en los mares polares. Como ENVISAT y ERS-2 eran satélites sincrónicos al sol, las mareas diurnas pudieron mejorarse significativamente al eliminar las variaciones anuales del nivel del mar antes de estimar las mareas residuales. Los cuatro mayores constituyentes diurnos y semidiurnos fueron interpolados dentro de una grilla regular de  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  usando un método de interpolación dependiente de la profundidad (Andersen, 1995, 1999). El modelo de carga utilizado es el de FES2004.

### EOT11a

EOT11a (Savcenko y Bosch, 2012) es la última versión de una serie de modelos de marea oceánica globales, desarrollado en Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI, Munich, Alemania) por medio de análisis empíricos de datos multimisión de altimetría satelital. EOT11a fue usado para reprocesar datos de gravedad GRACE (Bosch et al., 2009), se basa en las alturas de la superficie del mar observadas por TOPEX, JASON-1, JASON-2, ERS-2 y ENVISAT sobre los océanos sin hielo que abarcan todo el período desde octubre de 1992 hasta marzo de 2010. Los constituyentes de marea fueron estimados basados en un análisis armónico de mínimos cuadrados residual tomando a FES2004 como modelo de referencia. EOT11a tiene la misma grilla regular  $1/8^\circ$  que FES2004. En las latitudes cercanas a los polos de  $\pm 81,5^\circ$  (los límites de latitud de ERS-2 y ENVISAT) EOT11a por defecto vuelve a FES2004. La metodología EOT11a tuvo en cuenta las correlaciones entre las observaciones del altímetro a lo largo del recorrido, aplicó un procedimiento de edición cuidadoso y utilizó una estimación del componente de varianza para lograr una ponderación relativa de los datos de diferentes misiones. EOT11a se compone de constituyentes individuales tomados de diferentes soluciones con diferentes escalas de suavizado, con preferencia dada a aquellas soluciones que conducen a diferencias mínimas de raíz cuadrática media (RMS) a los datos de validación. Las mareas de carga se calcularon siguiendo el algoritmo de Cartwright y Ray (1991).

### HAM12

El modelo HAMTIDE12 es un modelo oceánico global de asimilación de datos barotrópicos, desarrollado en la Universidad de Hamburgo (Zahel, 1995; Taguchi et al., 2014). El modelo se basa en las ecuaciones hidrodinámicas de marea linealizadas y que las variables tengan una dependencia armónica simple del tiempo. El modelo incluye el efecto de carga completa y autoatracción (LSA) (también conocido como SAL (Hendershott, 1972)). Se adoptaron métodos de diferencias finitas para resolver numéricamente las ecuaciones. El dominio continuo del espacio-tiempo se convirtió en el dominio de cuadrícula discreta FES2004 (Lyard et al., 2006), donde el espaciado de la cuadrícula se vuelve más pequeño en latitudes más altas. La topografía del fondo se basa en el estudio de batimetría GEBCO 1'. El modelo EOT11a se utilizó entre los  $74^\circ$  N y  $84^\circ$  S como un constreñimiento. Se usó un método de optimización directa para encontrar el mínimo de una función de costo que contiene términos dinámicos de suavizado

residual, que son la primera y la segunda derivada de los residuos del modelo. Por lo tanto, el modelo no suaviza las variables de control directamente. El esquema de asimilación numérica adoptado permite cierta compensación por las deficiencias del modelo (Taguchi et al., 2014).

### *Modelos de marea oceánica antiguos*

Estos dos modelos históricos que se presentan a continuación representan dos épocas importantes en el progreso a lo largo de los años del desarrollo de modelos. Uno es un modelo anterior a la misión T/P (Topex/Poseidon) y el otro fue desarrollado poco después del lanzamiento de T/P y fue recomendado por Shum et al. (1997).

#### NSWC

El modelo global de mareas del océano más ampliamente utilizado en la era pre-T/P fue desarrollado en el U. S. Naval Surface Weapons Center (NSWC) por Schwiderski (1979). Para ello, empleó una gran base de datos de constituyentes armónicas costeras e insulares y las asimiló en un modelo de marea barotrópico de 1°, usando un método que llamó “interpolación hidrodinámica”, que parece haber sido una variación de lo que ahora se entiende como método de asimilación de relajación o "nudging" (Egbert y Bennett, 1996). Donde tenía buenos datos para ajustar el modelo, sus resultados fueron bastante buenos. Sin embargo, en algunas grandes extensiones del océano abierto, como el Atlántico medio, se encontraron más tarde errores de más de 10 cm (por ejemplo, Cartwright y Ray, 1990).

#### CSR4.0

CSR4.0 (Eanes, 2002) fue desarrollado en el Center of Space Research (de ahí su nombre), situado en Austin, Texas. Es un modelo empírico obtenido de datos de altimetría de la misión T/P, tomando como modelo de referencia el FES94.1. Los principios del modelado son descritos por Eanes y Bettadpur (1996), al igual que su predecesor CSR3.0. El ajuste a FES94 se suavizó en gran medida, lo que funcionó bien sobre el océano abierto, pero probablemente fue menos adecuado para las regiones cercanas a la Tierra. Pero en el océano abierto profundo, que ha sido el dominio principal de la altimetría satelital, CSR4.0 representó el nuevo paradigma de precisión de las mareas hecho posible por T/P.

#### 2.2.5.2 MÉTODOS COMPUTACIONALES

El objetivo de este apartado es mostrar los software disponibles para el cálculo del modelado de la marea de carga oceánica. Básicamente todos los programas de carga realizan directamente una convolución, ya sea sobre una grilla de celdas oceánicas (tal vez más finamente dividida cerca de la carga) o sobre una red radial. Podemos mencionar cuatro de ellos, dos disponibles para calcular parámetros de carga oceánica a través de la interacción directa del usuario con el

programa: GOTIC2 versión 2004.10.25 (Matsumoto et al, 2001) y SPOTL (NLOADF) versión 3.3.0.2 (Agnew, 1997, 2013), y dos para utilizar a través del servicio de internet <http://holt.oso.chalmers.se/loading/> mantenido por M. Bos y H-G Scherneck que brinda el Onsala Space Observatory de Suecia, llamados OLFG/OLMPP (Scherneck, 1991) y CARGA (Bos y Baker, 2005).

## GOTIC2

Se encuentra disponible tanto para entorno Windows como Linux. La malla de integración de GOTIC2 es una cuadrícula de longitud / latitud fija, que se refina en rectángulos más pequeños cerca de la estación. En GOTIC2, el modelo de marea oceánica se obtiene en una ubicación dada mediante interpolación bilineal. Si durante la interpolación, una de las celdas circundantes no contiene marea, se llena con un valor de la celda circundante más cercana que puede encontrar. Si una celda cruza la costa, su área se escala por la fracción de tierra y agua.

Dentro de un radio de  $30^\circ$ , GOTIC2 aproxima cada celda mediante un área plana rectangular y la función de Green a través de un polinomio cuadrático. En este caso, existe una solución analítica de la integral para cada rectángulo que se puede sumar posteriormente. Fuera del radio de  $30^\circ$ , GOTIC2 también emplea la regla del punto medio.

## SPOTL

En SPOTL (Some Programs for Ocean Tide loading), la malla de integración está conformada por anillos concéntricos alrededor de la estación. Su ancho  $\Delta\psi$  depende de su distancia  $\psi$  desde la estación. El número de subdivisión de los anillos a lo largo de su perímetro, el ángulo azimutal  $\alpha$ , dependen de la distancia desde la estación, pero se mantienen por encima de un mínimo de 150. Dentro de un radio de  $10^\circ$ , la marea oceánica es calculada usando interpolación bilineal. Si uno a tres de los cuatro puntos de esquina utilizados en la interpolación no contiene un valor de marea, se rellenan con un valor calculado a partir de los puntos restantes. SPOTL también utiliza una línea costera digital de alta resolución, basada en GMT (Global Mapping Function) (Wessel y Smith, 1996), con una resolución global de  $0,0156^\circ$ . Dado que se sabe que los límites de la costa GMT no tienen poca resolución en la región antártica, donde sigue los bordes de la plataforma de hielo en lugar de la tierra, Agnew (1997) ha reemplazado la costa del Mar de Weddell por una de mejor resolución. Fuera del radio de  $10^\circ$ , un valor de marea en una ubicación dada se establece igual al valor de la celda de marea oceánica que contiene esta ubicación. Al mismo tiempo, el modelo de marea oceánica se usa aquí para determinar si una ubicación está en tierra o agua. SPOTL es único en el uso de funciones de Green integradas numéricamente. Estas están tabuladas para cada anillo y hace innecesaria la interpolación.

## OLFG/OLMPP

Es el programa recomendado por las convenciones del IERS 2010 (Petit y Luzum, 2010). El área de refinamiento del modelo costero comprende un cuadro de  $3^\circ \times 3^\circ$  alrededor del sitio considerado, y dentro de este cuadro la interpolación y extrapolación se realiza considerando todas las mareas dentro de un cuadro de  $5^\circ \times 5^\circ$  que rodea el sitio. Sin embargo, los límites del

cuadro no se definen a partir del centrado exacto sobre el sitio, sino que se eligen para ajustarse a las líneas de cuadrícula más cercanas del modelo de marea oceánica. Una característica adicional (única) es el uso de MRD (redistribución de masas de agua local) en la caja de  $3^\circ \times 3^\circ$ , es decir, para evitar crear o destruir agua dentro de la caja, el exceso de masa de agua de las mareas se redistribuye por igual en todas las superficies de agua. Por lo tanto, si el área del agua es más grande después del refinamiento de la red, entonces la amplitud de la marea se reducirá localmente y viceversa. Fuera del recuadro  $3^\circ \times 3^\circ$ , el modelo no está refinado, lo que significa que para sitios lo suficientemente lejos (más de  $\sim 150$  km) tierra adentro, no se intenta compensar las celdas modelo que se ajustan de manera imperfecta a la costa. El valor de la densidad del agua de mar utilizada es  $1030 \text{ kg/m}^3$ .

## CARGA

CARGA (Bos y Baker, 2005) es el programa más moderno de los detallados anteriormente y fue realizado basándose en ellos. Al escribir módulos intercambiables para el diseño de malla, la interpolación del modelo de marea oceánica, la interpolación de la función de Green y la discriminación de tierra/agua, es posible realizar un análisis de sensibilidad. Una buena característica de CARGA es que tiene una salida gráfica de la malla de integración que permite al usuario acercar y alejar las áreas de interés. Además, CARGA tiene la opción de realizar la integración numérica de Simpson sobre la celda de la malla y la opción de usar la línea costera SPOTL al sur de  $-66^\circ$  de latitud, mientras que la línea costera GMT se usa al norte de esta latitud. La salida del valor de desplazamiento OTL de CARGA es una media de 18 corridas, en las que se prueban tres diseños de malla, dos costas diferentes y tres técnicas de interpolación costera.

### 2.2.6 INSTRUMENTOS PARA MEDIR LAS MAREAS TERRESTRES

En los próximos capítulos se obtendrán parámetros de mareas terrestres analizando series de tiempo de observaciones de gravedad y desplazamientos GPS. Para la obtención de los datos de gravedad se utilizarán, un gravímetro superconductor (SG038) y un gravímetro de resorte Scintrex CG-5. El primero tiene la ventaja de que es el instrumento más preciso en la actualidad para determinar la marea en un sitio, el segundo, por otro lado, posee la ventaja de que permite una mayor cobertura espacial en función de su portabilidad, ya que esencialmente fue diseñado para mediciones de campo.

Por su parte, los datos provenientes de receptores GPS, últimamente han tomado mayor protagonismo en el análisis de marea terrestre, debido a que se han desarrollado algoritmos de procesado de datos que han aumentado significativamente la precisión de los resultados, permitiendo la aplicación de esta técnica espacial en este tipo de estudios. En lo siguiente se propone un breve repaso por los instrumentos de medición históricos y actuales aplicados en el estudio de mareas.

## Inclinómetros

Se podría decir que históricamente los primeros instrumentos utilizados para la medición de marea terrestres fueron los inclinómetros. Estos son instrumentos para la medición continua de las variaciones del ángulo de inclinación. En geodinámica medir la inclinación, significa la observación del ángulo entre la dirección local de la gravedad (que se conoce como vertical) y la dirección de una línea base local terrestre-fija.

Principalmente debido a los componentes de marea horizontal, la dirección local de la vertical no es constante, sino que varía con el tiempo. Además, debido a las respuestas de la Tierra a las fuerzas de marea, así como a otros procesos geo-cinemáticos, la dirección de la línea base también varía con el tiempo. Por lo tanto, la observación del ángulo de inclinación que cambia temporalmente conduce a series temporales muy complejas, que contienen información sobre las propiedades de la materia de la Tierra sólida, a escala local, regional y global (Agnew, 2007).

Los inclinómetros generalmente se pueden dividir en dos clases: pequeños instrumentos que miden el movimiento de un péndulo o de una burbuja de algún fluido y largos sistemas que miden el movimiento de un fluido en un gran tubo.

Los primeros se conocen generalmente como inclinómetros de base corta (Fig. 2.5), y actualmente se instalan generalmente en pozos para obtener una estabilidad térmica adecuada y tasas de deriva relativamente bajas.



**Figura 2.5:** *Inclinómetro con péndulo vertical instalado en el observatorio subterráneo de geodinámica URSOIU (Rumania).*

Los últimos, son los llamados sistemas de base larga (Fig. 2.6), generalmente se instalan en túneles de unas decenas de metros o más.



**Figura 2.6:** El inclinómetro de tubo de agua WTH20 estuvo instalado durante 10 años en el laboratorio subterráneo para geodinámica en Walferdange (WULG). Representa uno de los inclinómetros de mayor resolución instalados en el laboratorio.

### Gravímetros

El segundo tipo de marea terrestre que se detectó fueron los cambios en la gravedad, y muchas de esas mediciones se han realizado con una variedad de tipos de gravímetros (Torge, 1989). Empezando por los gravímetros de resorte, de manera que los cambios de gravedad causan la extensión del resorte. El uso de este tipo de gravímetros trae aparejado una serie de desventajas como por ejemplo significativos retrasos de fase e histéresis. Sin embargo, tales mediciones son importantes para mostrar los efectos generalizados de las cargas de mareas (Llubes y Mazzega, 1997) y en lugares donde no se cuenta con datos de mareas terrestres confiables es posible su uso para la determinación de parámetros en los armónicos principales. Actualmente el gravímetro de resorte más utilizado es aquel que trata de disminuir los problemas mencionados anteriormente mediante retroalimentación electrostática (Harrison y La Coste, 1978).



**Figura 2.7:** Gravímetro de resorte Scintrex CG-5 recolectando datos, sobre pilar de concreto en el Laboratorio de Gravedad del Observatorio AGGO.

El gravímetro de marea de menor ruido es el gravímetro superconductor (Baker y Bos, 2003), en el que una esfera superconductora se suspende en un campo magnético a temperaturas de helio líquido. Esto proporciona un sistema con muy poco ruido (especialmente en períodos prolongados) y poca deriva. En los períodos de las mareas semidiurnas, el ruido varía de  $-130$  a  $-140$  dB (proporcional a  $1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-4}$ ), con un ruido de aproximadamente 5 dB más en la banda

diurna (Rosat et al., 2004); estos niveles están aproximadamente 5 dB por debajo de los gravímetros de resorte (Cummins et al., 1991). Debido a que el ruido es muy bajo, es posible medir pequeñas señales de marea con gran precisión, lo que permite, entre otras cosas, la detección de pequeñas cargas de mareas oceánicas, la medición precisa de la resonancia NDFW, etc; sin embargo, este tipo de gravímetros tiene la desventaja de que no es portable, como es el caso de los gravímetros de resorte, lo que genera una dificultad en su utilización.



**Figura 2.8:** Gravímetro Superconductor SG038 instalado en AGGO.

En este sentido, es importante aclarar, que la carga de marea oceánica oceánica representa solo un pequeño porcentaje de la marea total de gravedad, por lo tanto, para realizar mediciones precisas de carga de marea, el gravímetro debe ser calibrado con extrema precisión, además se necesita un nivel de precisión mayor para que las mediciones de gravedad de mareas discriminen entre las predicciones de los diferentes modelos de la Tierra. Moore y Farrell (1970) señalaron que se requiere una precisión de calibración de amplitud de 0,1 por ciento. Un método, utilizable solo con gravímetros de resorte, es realizar mediciones de gravedad en un rango más amplio e interpolar al rango pequeño de las mareas. Otra de las formas de determinar el factor de calibración de un gravímetro de resorte (como se verá más abajo), es a través del registro simultáneo co-localizado de observaciones con un gravímetro superconductor (Francis y Hendrick, 2001). Para los gravímetros superconductores, que no se pueden mover, un método es detectar la respuesta a las masas en movimiento conocidas (Achilli et al., 1995); en general, esto no es posible con los gravímetros de resorte debido a su distribución de masa más complicada. Otro método, aplicable a ambos tipos, es colocar el instrumento en una plataforma que se pueda mover verticalmente en cantidades conocidas para producir pequeñas aceleraciones del mismo tamaño que las mareas (Richter et al., 1995). El enfoque más común, para este tipo de gravímetros actualmentees operar un gravímetro absoluto junto a un sistema de mareas durante varios días y encontrar el factor de escala por comparación directa (Hinderer et al., 1991; Francis et al., 1998; Tamura et al., 2005).



**Figura 2.9:** Gravímetro absoluto FG5-227. Observatorio AGGO.

### Técnicas geodésicas espaciales

Los nuevos procedimientos para medir mareas terrestres son las técnicas geodésicas espaciales, debido a que todas ellas están influenciadas por los efectos de deformación de las mareas de tierra sólidas, la carga de las mareas oceánicas y las variaciones de marea de la rotación de la Tierra, mientras que solo las técnicas basadas en satélites son sensibles a las variaciones de marea del campo de gravedad de la Tierra. Una demostración de lo mencionado anteriormente es que debido a que el potencial inducido afecta las órbitas de los satélites, el modelado de estas proporciona constreñimientos en K2; un resultado particularmente notable fue el de Ray et al. (2001), quienes pudieron medir el retraso de fase del componente de marea de tierra sólida M2 como  $0,204^\circ \pm 0,047^\circ$ .

En los últimos 30 años el desarrollo en algoritmos, instrumentación y precisiones ha hecho que las técnicas geodésicas espaciales sean capaces de medir desplazamientos armónicos en sitios con precisiones milimétricas y submilimétricas (por ej. Allinson et al., 2004; Thomas et al., 2007; Yuan et al., 2009; Penna et al., 2015).

Se ha demostrado que la interferometría de línea base muy larga (VLBI) es capaz de determinar estimaciones de desplazamiento de carga de marea oceánica (OTL) radial (Sovers 1994) y 3D (Petrov y Ma 2003). El último estudio demostró estimaciones superiores promedio para la precisión de las variaciones armónicas de posición del sitio de  $\sim 0,5$  y  $\sim 1,7$  mm en los componentes de coordenadas horizontal y radial, respectivamente. Pero esta técnica tiene la desventaja de que solo está disponible en alrededor de 35 sitios en todo el mundo, mientras que ahora hay miles de sitios GPS (Sistema de Posicionamiento Global) continuos y cuasi continuos a partir de los cuales se pueden estimar los desplazamientos de mareas, y el número de sitios aumenta continuamente.

El sistema GPS como se dijo anteriormente posee continuidad y disponibilidad de datos en muchos lugares, y es importante que los desplazamientos de las mareas de tales ubicaciones se modelen con precisión, ya que cualquier imprecisión (especialmente en la vertical) sesgará las estimaciones del GPS del retraso del cenit y, por lo tanto, del vapor de agua (Dragert et al., 2000; Dach y Dietrich, 2000); para el procesamiento estándar de 1 día, los desplazamientos de mareas sin modelar pueden producir, mediante ‘aliasing’, señales espurias de periodo largo

(Penna y Stewart, 2003). En este contexto el GPS se ha utilizado para estimar los desplazamientos de mareas desde alrededor del año 2000 con el fin de validar los modelos EBT (Ito et al., 2009) y las predicciones de desplazamiento OTL (y, por lo tanto, diferentes modelos de mareas oceánicas) (Bos et al, 2015).

# CAPÍTULO 3

Análisis de marea en series de tiempo de gravedad.

---

## 3.1 INTRODUCCIÓN

---

En muchos estudios geofísicos basados en datos geodésicos precisos, el efecto de mareas debe ser eliminado, con una precisión consistente con la del observable a ser analizado (Métivier y Conrad, 2008; Van Camp et al., 2017). El cálculo de ese efecto se puede basar en modelos de mareas teóricos (Dehant et al., 1999) o en los resultados de un análisis de mareas aplicado a series de tiempo gravimétricas (Baker y Bos, 2003; Boy et al., 2003; Agnew, 2007; Arnos et al., 2011).

Como se dijo en capítulos anteriores, los instrumentos más precisos para determinar el efecto de marea en un sitio son los gravímetros superconductores (Crossley et al., 2001; Rosat et al., 2004; Hinderer and Crossley, 2004; Meurers, 2012), pero su costo y por ende su escasa cobertura espacial, hacen que en la actualidad se tenga que recurrir a otros instrumentos o técnicas de medición. Alternativamente se han hecho mediciones con gravímetros de resorte que reportan precisiones suficientes para estimar parámetros en las bandas diurnas y semidiurnas, tal es el caso de M. Mikolaj y B. Habel, (2013), que utilizaron un gravímetro de resorte Scintrex CG-5 en la estación de Modra. Ducarme y Somerhausen, (1997), mostraron parámetros de marea confiables en las bandas diurna y semidiurna con un gravímetro Scintrex CG-3.

En general en función de proporcionar test útiles de los modelos de marea oceánica y de tierra sólida, se requiere que la función de transferencia de los gravímetros sea determinada con una precisión del 0,1% en amplitud y 0,01s en fase, de modo que el ruido instrumental, pueda ser separado de las señales geofísicas reales (Agnew, 2007; Baker and Bos, 2003; Ducarme et al., 2014).

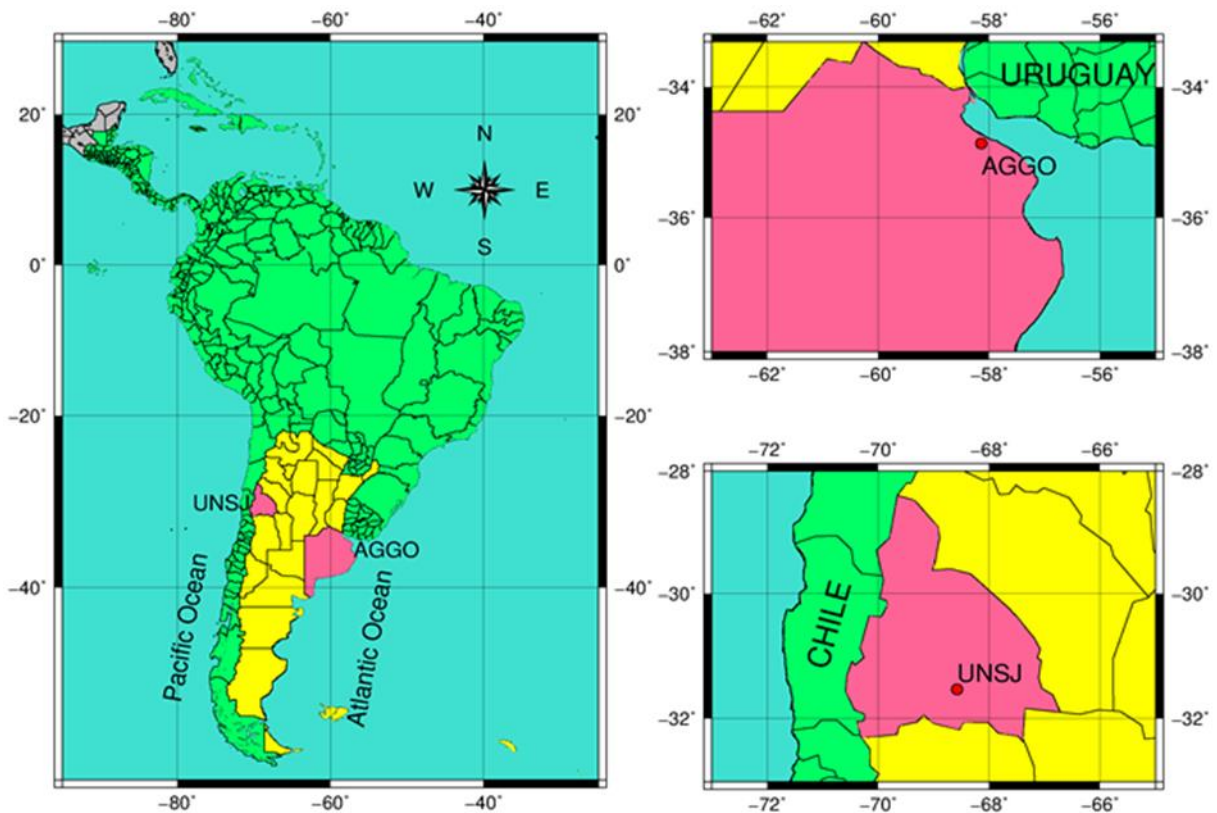
La provincia de San Juan se encuentra en la región centro-oeste de la Argentina, e incluye en el oeste de su territorio el sector argentino de la Cordillera de los Andes a esas latitudes (Fig. 3.1). Desde un punto de vista tectónico, está caracterizada por la convergencia sub-horizontal entre las placas de Nazca y la Sudamericana, la existencia de la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales, la ausencia de volcanismo cuaternario y la elevada sismicidad cortical (Alvarado et al. 2005). San Juan también es una región de interés científico, porque allí se encuentran en funcionamiento varios instrumentos que usan distintos métodos de observación geodésicos, con la finalidad de materializar puntos de referencia con la mayor precisión posible. Esta instrumentación geodésica que es parte de redes nacionales, regionales y globales, incluye varias estaciones GNSS, una estación SLR, y probablemente en el año 2022 quede instalada y funcionando una estación VLBI. Adicionalmente, existe una estación de gravedad absoluta, cuyo pilar se encuentra aproximadamente a 15 km al oeste de la ciudad de San Juan, e integra la red argentina de gravedad de orden cero (Torge et al., 1994; Lauría et al., 2015).

Por otro lado, cerca de la ciudad de La Plata, en la provincia de Buenos Aires, se encuentra instalado el Observatorio Geodésico Argentino Alemán (AGGO por sus siglas en inglés). AGGO es un proyecto conjunto entre el CONICET de Argentina y la Agencia Federal de Cartografía y Geodesia de Alemania (Bundesamt für Kartographie und Geodäsie-BKG).

El Observatorio está construido sobre una zona de topografía plana y formada por los sedimentos del estuario del Río de La Plata. Es una región tectónicamente estable situada en el escudo cratónico Río de La Plata (Dalla Salda, 1999).

AGGO representa una estación geodésica única en Sudamérica, debido a que en el mismo sitio, se encuentran observando las principales técnicas geodésicas actuales como VLBI, SLR, GNSS y gravedad, para lograr obtener resultados en diferentes tipos de estudios, como pueden ser mareas terrestres, precesión y nutación, estudios meteorológicos, tectónica de placas, terremotos, deformación local, cargas oceánicas, atmosféricas, etc. Particularmente AGGO cuenta con un laboratorio de gravimetría, en el cual se encuentran instalados un gravímetro superconductor (SG038) y un gravímetro absoluto FG5-227 (AG). AGGO contribuye al International Geodynamics and Earth Tide Service (IGETS), con series de tiempo del SG038 y al International Absolute Gravity Database (AGrav) del BGI y BKG, con datos del FG5-227.

Todos esos datos geodésicos son usados, en el país, en una gran variedad de estudios geofísicos, geodinámicos, geodésicos, hidrológicos y atmosféricos, en los que se necesita correcciones por efecto de mareas muy precisas para identificar desplazamientos o señales de gravedad relacionada a algún fenómeno físico específico.



**Figura 3.1:** Izq. Mapa de localización del territorio continental de la República Argentina, en el continente Sudamericano (color amarillo). Abajo a la derecha: Localización de la estación UNSJ (San Juan). Arriba a la derecha: Localización de la estación AGGO, en la ciudad de La Plata, provincia de Buenos Aires.

En la presente tesis, con el objeto de obtener parámetros de marea y testear los modelos teóricos de EBT y OTL más actuales, mediante observaciones de marea gravimétrica con un gravímetro de resorte Scintrex CG-5, se seleccionó un sitio que se encuentre a una distancia grande del

océano (San Juan), para testear modelos de EBT y un lugar próximo al océano (AGGO), para analizar modelos de OTL (Fig. 3.1).

## 3.2 METODOLOGÍA Y ADQUISICIÓN DE LOS DATOS

Para la adquisición de la serie de tiempo de los datos de gravedad, el gravímetro Scintrex CG-5 [Scintrex, 2009] S/N 40484 fue puesto a medir en modo continuo desde el 31 de Julio de 2015 al 03 de Octubre de 2017 en la Estación UNSJ (San Juan) y durante 117 días (10 de Noviembre de 2017 al 08 de Marzo de 2018) en la Estación AGGO. En ambos casos el gravímetro fue configurado con un intervalo de muestreo de 60 segundos, sin corrección automática de marea ni deriva instrumental estática.



**Figura 3.2:** Izq.: Gravímetro Superconductor situado sobre pilar de concreto en el laboratorio de gravedad de AGGO. Der.: Gravímetro Scintrex CG-5 registrando mediciones co-localizadas en AGGO.

Debido a que la precisión en la determinación de los parámetros de marea observados mediante un gravímetro de resorte, depende fundamentalmente del factor de calibración del instrumento y la deriva en series de tiempo largas, es que se deben determinar estos dos parámetros antes de realizar el análisis de marea.

## 3.3 EXPERIMENTO DE CALIBRACIÓN EN EL OBSERVATORIO AGGO

---

Se requiere una precisión en la determinación del factor de calibración del 0,1% para poder testear tanto modelos de carga oceánica como modelos de marea de tierra sólida [Moore y Farrel, 1970]. El método más común que se emplea para la calibración, es la medición de gravedad a lo largo de líneas de calibración que cubren un amplio rango de gravedad y conectan sitios previamente medidos, utilizando gravímetros absolutos. El uso de este método proporciona precisiones del factor de calibración del gravímetro del orden de  $10^{-4}$  o 100 ppm (Torge, 1989; Niebauer, 2015).

Otra de las formas de determinar el factor de calibración de un gravímetro de resorte es a través del registro simultáneo co-localizado de observaciones con un gravímetro superconductor bien calibrado (O. Francis y M. Hendrick, 2001; Riccardi et al., 2012; Navarro et al., 2021). En comparación con el método anterior, a medida que se miden variaciones de gravedad más pequeñas, se requieren mayor precisión y tiempo de observación. De todos modos, utilizando este enfoque, la precisión del factor de calibración resultante es de 1000 ppm o un orden de magnitud menor (Niebauer, 2015). Sin embargo, tiene la ventaja de que provee una definición completa de la función de transferencia del gravímetro relativo, estimando los factores de marea, amplitud y fase, en un espectro de frecuencia de marea (Riccardi et al., 2002).

Para determinar el factor de calibración del gravímetro Scintrex CG-5 (#40484), se analizaron 117 días de registros co-localizados en AGGO (Fig. 3.2) del gravímetro superconductor SG038 y el gravímetro Scintrex CG-5. Se utilizaron dos enfoques diferentes: uno en el dominio del tiempo y otro en el dominio de la frecuencia. En el dominio del tiempo, el factor de calibración se obtuvo mediante una regresión lineal entre los datos del CG-5 y el SG. En el dominio de la frecuencia, se compararon los análisis de mareas de las series de datos de ambos gravímetros.

### 3.3.1 DATOS DEL SG EN AGGO

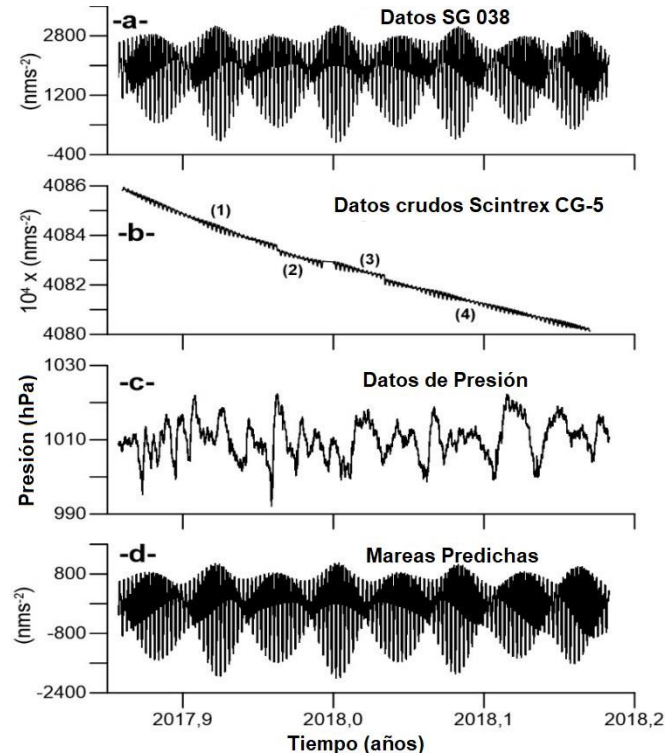
Se utilizaron alrededor de 4 meses de datos de presión y de gravedad nivel 1 del SG038, los datos fueron obtenidos de forma gratuita por el IGETS (International Geodynamics and Earth Tide Service) mediante el sitio web <http://isdg.gfz-potsdam.de/ige>. El laboratorio de gravedad de AGGO está equipado con cuatro pilares de concreto de  $1\text{m}^2$  de superficie por 4m de profundidad y posee beneficiosas y estables condiciones ambientales, que son un factor determinante en observaciones gravimétricas (Wziontek et al., 2017; Antokoletz et al., 2017).

La señal cruda del gravímetro, fue convertida a unidades de gravedad usando un factor de calibración de  $-736.5\text{nm}^2/\text{V}$  y aplicando un retraso de fase de 8.35s. La amplitud del SG038 fue calibrada usando el gravímetro absoluto FG5-227, mientras que la calibración de fase se ha determinado inyectando una función de paso en el circuito de retroalimentación (Mikolaj et al., 2019).

Las series de tiempo de gravedad y presión de 60 segundos, fueron corregidas para *steps* y *spikes* usando el software Tsoft v2.2.15 (Van Camp y Vauterin, 2005) y mediante inspección visual.

### 3.3.2 DATOS DEL SCINTREX CG-5 EN AGGO

El Scintrex Autograv CG-5 es un gravímetro automático relativo vertical de cuarzo con un rango de medición global de más de  $8 \times 10^7 \text{ nm/s}^2$  y una resolución de lectura de  $10 \text{ nm/s}^2$  (Scintrex Limited, 2012). El sensor está debidamente protegido de los cambios de temperatura y presión atmosférica mediante el sellado de los dispositivos de detección en una cámara de vacío con temperatura estabilizada. Estos gravímetros están equipados con sensores de inclinación para corregir automáticamente las lecturas de las desalineaciones del sensor (Scintrex Limited, 2012). Una lectura se obtiene promediando continuamente, durante un periodo de tiempo seleccionado por el usuario, muestras de 6 Hz de datos de gravedad. Los valores atípicos se rechazan automáticamente según un criterio de desviación estándar (Bonvalot et al., 1998). El equipo también registra datos de tiempo y posiciones (latitud, longitud y elevación) de cada sitio, usando el sistema GPS. Los gravímetros Scintrex pueden ser operados en modo de campo o campaña y en modo de medición continua. En el último modo, la adquisición de datos se activa automáticamente a una frecuencia de muestreo definida por el usuario para medir continuamente durante un periodo predefinido. Por lo tanto, el modo continuo permite registrar las variaciones de gravedad temporales en un sitio.



**Figura 3.3:** Registro de Gravedad y presión en AGGO desde el 10 de Noviembre de 2017 al 8 de Marzo de 2018. -a- Datos de 1 minuto Nivel 1 del Superconductor SG038, -b- Datos pre-procesados de 1 minuto del Scintrex CG-5, -c- Datos nivel 1 de presión, -d- Marea sintética en AGGO predicha mediante el software ETERNA.

El gravímetro Scintrex CG-5 (SN 40484) se ubicó en uno de los pilares cercanos (~ 4 m) al pilar en donde se encuentra el SG en el laboratorio de gravedad de AGGO. El periodo de observación, como se dijo anteriormente, fue desde el 10 de Noviembre de 2017 al 8 de Marzo de 2018. Las lecturas fueron registradas en modo continuo con 60 s de duración y con un retraso de comienzo de 5 s. Primero, se controlaron cuidadosamente la sensibilidad de los inclinómetros y offsets, de acuerdo con las recomendaciones hechas por Scintrex Limited (2012). Esta configuración garantiza que las mediciones se corrijan correctamente. El parámetro de deriva se inicializó a cero para cuantificar la deriva instrumental real. La opción de corrección de marea se desactivó para obtener la variación de gravedad sin corregir adecuada para la calibración (Meurers, 2012). Durante el periodo de observación de gravedad, el registro se detuvo inesperadamente varias veces. Se ha sugerido (Mikolaj y Hábel, 2013) que estas fallas podrían estar relacionadas con el firmware del gravímetro. Además, el registro de gravedad se interrumpió durante tres días (13-16 de Enero de 2018), para la instalación del gravímetro absoluto FG5-227. Por lo tanto, la duración final de la serie de tiempo de gravedad del CG-5 disponible cubrió aproximadamente 118 días. Los datos crudos fueron primeramente cambiados a datos de muestreo cada 1 minuto, utilizando un filtro de paso bajo con una frecuencia de corte de 60 cpd (ciclos por día). Luego, se realizó el preprocesamiento utilizando la técnica de remover-restaurar (Wenzel, 1994): 1- de la señal gravitacional registrada, se eliminaron la marea terrestre predictiva y los efectos de la presión atmosférica, se eliminaron 2- *steps* y picos de la señal residual usando el programa TSoft (Van Camp y Vauterin, 2005), 3- los efectos de gravedad eliminados en la etapa 1- se restauraron a la señal residual. La Figura 3.3-b- muestra la serie de gravedad CG5 registrada en AGGO.

#### DETERMINACIÓN DE LA DERIVA DEL CG-5

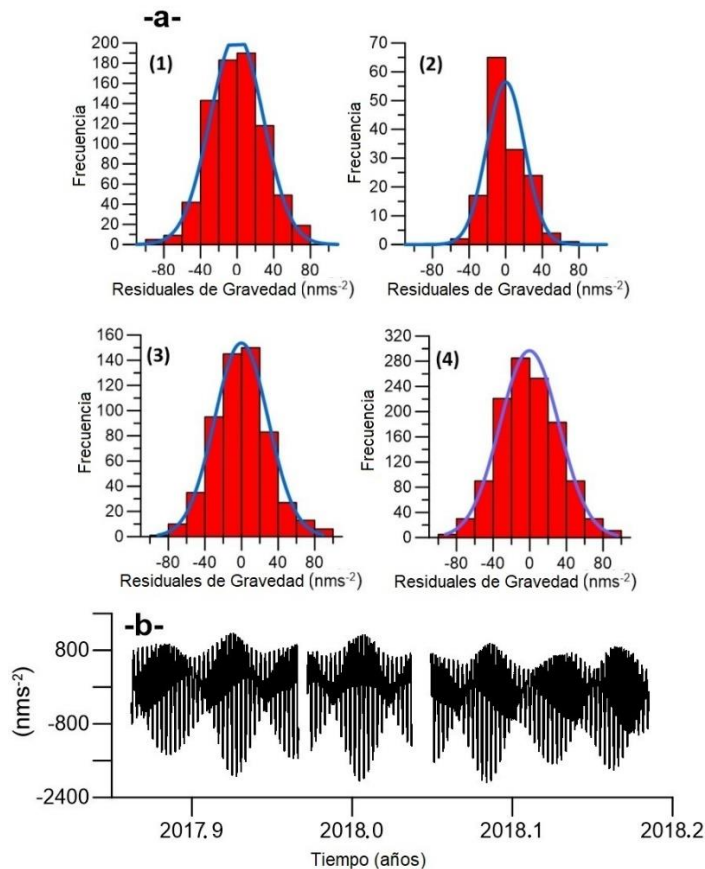
De la figura 3.3-b se puede observar que la serie temporal de gravedad del CG-5 en AGGO presenta una deriva instrumental no lineal, que no puede ser efectivamente representada por un único polinomio. Para el instrumento utilizado en esta tesis, la deriva o *drift* lineal es alrededor de  $2000\text{nm/s}^2$  por día, una cantidad que varía bastante, luego de alguna distorsión, tal como corte de energía, reinicio del equipo, etc.

Luego de extensivos experimentos, en este estudio, siguiendo a Kang et al. (2011), se modeló la deriva instrumental de la siguiente manera. Primero, los datos de gravedad fueron reducidos por datos sintéticos de mareas de Tierra Sólida y Carga Oceánica, estimados usando el paquete de software ETERNA ET34-X-V71 (la versión actualizada V80 está disponible en el sitio web <http://ggp.bkg.bund.de.eterna/>) (Schueller, 2018). Se consideraron, el modelo de Tierra DDW-NHI (Dehant, Defraigne, y Wahr inelástico no-hidroestático) (Dehant et al., 1999) para EBT y el modelo FES2014b (Carrère et al., 2016) para OTL, cuyos parámetros fueron calculados y suministrados por M. S. Bos y H. G. Scherneck, mediante el proveedor de parámetros de carga oceánica en línea <http://holt.oso.chalmers.se/loading/>. El movimiento polar y variaciones de la longitud del día fueron computados usando las series IERS EOP 14 C04 (<https://datacenter.iers.org/>). Efectos de variación de la presión local fueron sustraídos del registro de gravedad usando un simple enfoque de admitancia, con un coeficiente de presión del aire de  $-3.0\text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$  (Meurers, 2002).

Los residuos gravimétricos, fueron divididos en cuatro segmentos de acuerdo a cada bloque de registración (figura 3.3-b). Luego un ajuste polinómico fue aplicado a cada segmento para modelar la deriva instrumental. Se seleccionó el mejor ajuste polinómico de forma objetiva siguiendo el criterio de que la distribución de frecuencia de la gravedad residual (después de restar las mareas, el efecto de presión y la deriva estimada) debe estar cerca de una distribución de probabilidad normal (Meurers, 2018). La figura 3.4 muestra los histogramas de los residuales de gravedad calculados. La Tabla 3.1 detalla las estadísticas correspondientes. Finalmente, los cuatro segmentos de las lecturas de gravedad corregidas por la deriva de largo periodo del gravímetro fueron combinados (Figura 3.4).

**Tabla 3.1:** Ajuste de la deriva instrumental del CG-5 en AGGO. Los segmentos (1) y (4) se indican en la Figura 1b. RSD corresponde a la desviación estándar residual.

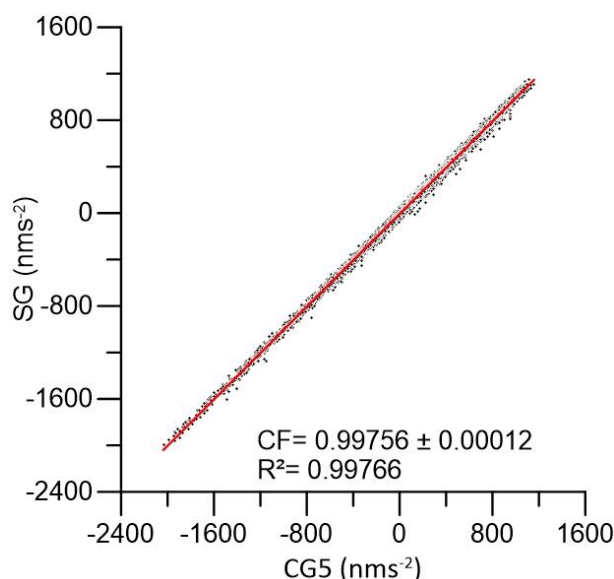
Segmento	Intervalo de tiempo del segmento	Grado de ajuste	RSD ( $\text{nms}^{-2}$ )
(1)	2017-11-10/2017-12-12	3	29.2
(2)	2017-12-12/2017-12-18	7	20.7
(3)	2017-12-20/2018-01-13	4	29.4
(4)	2018-01-17/2018-03-08	6	32.2



**Figura 3.4:** Datos de gravedad del gravímetro Scintrex CG-5 en AGGO. -a- Distribuciones de frecuencia de los residuos de gravedad del CG-5, luego de extraer mareas, efectos de presión del aire, y diferentes modelos de deriva para los segmentos de datos (1) a (4). La distribución de frecuencia de los residuales se asemeja a una distribución normal. -b- Lecturas de gravedad del CG-5 en AGGO después de sustraer la deriva instrumental determinada.

### 3.3.3 CALIBRACIÓN EN EL DOMINIO DEL TIEMPO

Se utilizaron los datos del gravímetro SG038 como referencia para el sensor de resorte CG-5 (Francis y Hendrickx, 2001; Riccardi et al., 2002). En el dominio del tiempo se obtuvo un factor de escala mediante un ajuste de mínimos cuadrados entre las observaciones reducidas por deriva del CG-5 y el SG038 (Fig.3.5). Como se utiliza un periodo de tiempo largo (~118 días) para fines de calibración, primero se eliminó una tendencia lineal de la señal superconductora. El factor de escala de amplitud resultante fue de  $0.99756 \pm 0.00012$  ( $\pm 0.012\%$ ).



**Figura 3.5:** Ajuste de mínimos cuadrados entre los datos de gravedad corregidos por deriva entre el Scintrex CG-5 y el SG en AGGO y estadísticas.

### 3.3.4 CALIBRACIÓN EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA Y ANÁLISIS DE MAREA EN AGGO

La calibración en el dominio de la frecuencia puede ser llevada a cabo a través de la comparación del análisis de marea aplicado a datos registrados simultáneamente con dos gravímetros co-locados (Francis and Hendrickx, 2001; Riccardi et al., 2002).

En este apartado, se analizaron los datos de gravedad del SG038 y el Scintrex CG-5, registrados en AGGO durante aproximadamente 4 meses. Primero, se realizó un análisis de marea usando el software ETERNA ET34-X-V71. Como se dijo anteriormente, se utilizó el modelo DDW-NHi (Dehant et al., 1999), el catálogo de potencial de marea de Hartmann y Wenzel (1995a, b), y el modelo de marea del océano FES2014b (Carrère et al., 2016). La Tabla 3.2 muestra la salida del análisis de marea para los principales armónicos diurnos y semidiurnos del CG-5 y el SG038. La calibración de la frecuencia fue realizada analizando la razón o relación de las amplitudes modeladas SG/CG5. La tabla 3.2 brinda los resultados del análisis de marea para el CG5 y el SG. Se determinó un factor de escala de amplitud de 0.99738, mediante la relación de las sumas totales de amplitudes modeladas para los gravímetros SG y CG5 (Francis y

Hendrickx, 2001), respectivamente (ver Tabla 3.2). Alternativamente, si se calcula la media ponderada de las relaciones SG/CG5 para las diferentes ondas, se obtiene un factor de escala delta de 0,99741. Estas relaciones calculadas están en estrecha concordancia con el factor de calibración estimado del análisis de regresión (menos del 0,02% de diferencia), lo que indica que la respuesta de CG5 es, en promedio, ligeramente mayor que la de SG (consulte la columna SG/CG5 en la Tabla 3.2). Por otro lado, se obtuvo una diferencia de fase instrumental media aproximada de 63 segundos después de promediar toda la banda de frecuencia de las mareas (Tabla 3.2). Es importante señalar que, dado que hemos utilizado un SG bien calibrado, tanto en amplitud como en fase, esto nos permitió recuperar una estimación aproximada del retardo de fase para el gravímetro CG5.

**Tabla 3.2:** Resultados del análisis de marea llevado a cabo en series de tiempo de gravedad de aproximadamente 118 días de los gravímetros SG y CG-5 en el observatorio AGGO. A: Amplitud,  $\delta$ : Factor de amplitud, rmse: error cuadrático medio, Fase SG-CG5: diferencia de fase, SG/CG5: relación de amplitud modelada SG/CG5

Onda	CG5					SG					Fase SG-CG5 (°)	SG/CG5
	A (nms <sup>-2</sup> )	$\delta$	rmse	Fase (°)	rmse	A (nms <sup>-2</sup> )	$\delta$	rmse	Fase (°)	rmse		
Q1	66.503	1.19240	0.01009	0.037	0.486	66.546	1.19318	0.00434	0.060	0.208	0.023	1.00065
O1	345.737	1.18691	0.00216	0.017	0.104	346.206	1.18852	0.00093	-0.218	0.045	-0.235	1.00136
NO1	27.900	1.21845	0.03024	-0.504	1.423	27.278	1.19130	0.01285	0.056	0.618	0.560	0.97772
P1	157.862	1.16490	0.00425	-1.076	0.209	158.968	1.17306	0.00186	0.448	0.091	1.524	1.00700
K1	478.644	1.16882	0.00157	-0.138	0.077	474.222	1.15802	0.00070	-0.140	0.035	-0.002	0.99076
J1	26.306	1.14846	0.02534	0.149	1.265	26.467	1.15546	0.01067	0.461	0.529	0.312	1.00610
OO1	15.443	1.23279	0.10067	2.136	4.669	15.029	1.19977	0.04461	0.308	2.126	-1.828	0.97322
2N2	18.586	1.20220	0.01161	2.085	0.553	18.506	1.19698	0.00401	1.493	0.192	-0.592	0.99566
N2	116.232	1.20072	0.00283	1.081	0.135	115.804	1.19630	0.00095	1.018	0.046	-0.063	0.99632
M2	597.859	1.18252	0.00057	0.796	0.028	596.804	1.18043	0.00019	0.524	0.009	-0.272	0.99823
L2	16.93	1.18459	0.01182	-0.678	0.572	16.761	1.17279	0.00398	-0.157	0.194	0.521	0.99004
S2	274.99	1.16916	0.00130	0.555	0.064	274.628	1.16762	0.00046	0.429	0.023	-0.126	0.99868
K2	74.397	1.16432	0.00603	-0.008	0.297	74.350	1.16360	0.00214	0.397	0.105	0.405	0.99938
Suma	2217.389					2211.571						
Media											0.0175	

### 3.4 VALIDACIÓN DE MODELOS DE OTL

Para evaluar la calidad de los modelos de marea oceánica, mediante observaciones con el gravímetro Scintrex CG-5, se utilizaron los parámetros estimados en la estación AGGO, ya que como se dijo anteriormente, se ubica cerca del océano Atlántico y por ende se asume que cualquier error en el modelado de la señal de marea se deba a deficiencias del modelo de OTL usado.

Se evaluaron cuatro modelos de mareas del océano: FES2014b (Carrère et al., 2016), DTU10 (Cheng and Andersen, 2011), GOT4.7 (Ray, 1999) and EOT11a (Savcenko and Bosch, 2012).

**Tabla 3.3:** Factores gravimétricos observados corregidos por marea de carga oceánica con diferentes modelos de mareas del océano y predichos. Entre paréntesis se muestran las fases locales en °.

Armónico	DDW-NHi	DDW-H	FES2014b	DTU10	GOT4.7	EOT11a
<b>O1</b>	1.1542	1.1528	1.1541 (0.263)	1.1536 (0.317)	1.1521 (0.189)	1.1538 (0.292)
<b>K1</b>	1.1351	1.1331	1.1499 (0.162)	1.1512 (0.086)	1.1499 (0.094)	1.1512 (0.107)
<b>M2</b>	1.1618	1.1604	1.1628 (0.313)	1.1663 (0.140)	1.1631 (0.291)	1.1653 (0.188)

La tabla 3.3 muestra los factores gravimétricos corregidos por OTL y atracción usando cuatro diferentes modelos de mareas oceánicas y sus correspondientes fases. También se observan los factores gravimétricos para el modelo DDW con PREM elástico y el modelo DDW no hidrostático inelástico (Dehant et al., 1999). El modelo inelástico usa una frecuencia para el modelo  $\alpha Q$  de potencia, con  $\alpha = 0.15$  y el modelo Q de Widmer et al. (1991) en el período de referencia de 300 s. Por otro lado, se observa que este último modelo solo incrementa el factor gravimétrico en un 0.12%, que es del mismo orden que los errores de calibración (Baker y Bos, 2003).

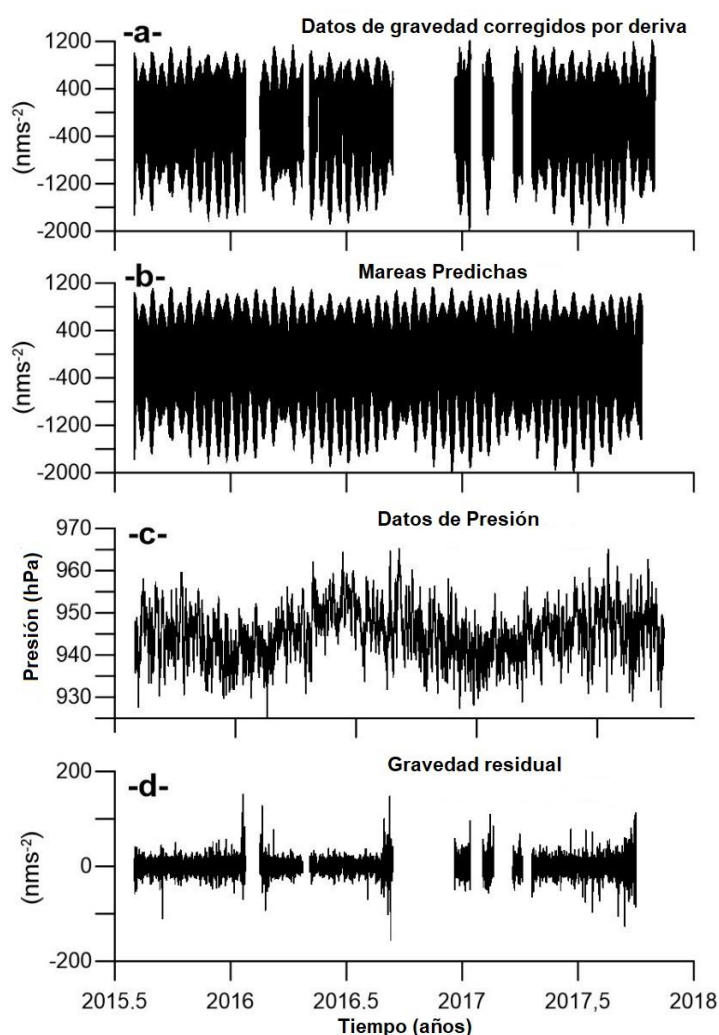
La evaluación para los armónicos M2 y O1 es satisfactoria, debido a que las diferencias entre los valores de los factores gravimétricos teóricos y computados, es despreciable. En el caso del constituyente K1, se pueden observar diferencias importantes, para cualquiera de los modelos utilizados, ya que con respecto al modelo DDW-NHi las diferencias son del orden del 1.5-1.6% y para el modelo DDW-H entre 1.7-1.8%, probablemente debido a que puede existir una falta de compensación de presión de aire, por lo que el instrumento utilizado es un gravímetro de resorte (Arnosó et. al, 2001).

### 3.5 ANÁLISIS DE MAREA EN SAN JUAN

El gravímetro Scintrex CG5 fue puesto a registrar en modo continuo en inmediaciones de la Facultad de Arquitectura y Diseño de la Universidad Nacional de San Juan (31.5412° S latitud, 68.5771° O longitud, h= 708.9 m, Fig. 3.1). En este sitio se encuentra instalada desde 2007 la estación de operación continua GNSS (Global Navigation Satellite System), llamada UNSJ, la cual forma parte de la red GNSS de Argentina y de la red continental SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas; Piñón et al., 2018). Las variaciones de gravedad fueron sampleadas cada 60 segundos desde el 31 de Julio de 2015 al 10 de Octubre de 2017. Durante este periodo, el registro fue interrumpido repentinamente debido a fallas en la automatización del gravímetro, como se señaló anteriormente, y también debido a salidas de campo programadas con anterioridad.

La serie de tiempo final de lecturas de gravedad cubrió 801 días, en bloques de entre 5 días hasta un máximo de 79 días continuos. Datos de presión atmosférica en intervalos de 1 hora fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional argentino. Estos datos se obtienen comúnmente como información relevante para las operaciones de vuelo en el aeropuerto local, a unos 10 kilómetros al este del sitio de medición de gravedad. El preprocesamiento de los datos fue llevado a cabo, siguiendo la metodología detallada previamente, la técnica remover-restaurar. Polinomios de 3° a 10° grado fueron ajustados a cada segmento para modelar la

deriva. Luego las lecturas de gravedad corregidas por deriva fueron calibradas aplicando el factor de amplitud de 0.99756, obtenido en el análisis de dominio espacial ya que es el valor más cercano a las razones SG/CG5 observadas en los constituyentes de marea de mayor amplitud en AGGO y como veremos más adelante, también en San Juan (K1, M2, S2). El análisis de marea fue realizado usando ETERNA ET34-X-V71, considerando los mismos parámetros de configuración que en AGGO (por ej. el modelo de tierra DDWNHI, el catálogo de potencial de marea de Hartmann y Wenzel, el filtro de marea de paso bajo N1H60KSP). La tabla 3.4 presenta los resultados del análisis de marea para los principales constituyentes diurnos y semidiurnos. El coeficiente de regresión de la presión de aire local fue de  $-3.48 \pm 0.02 \text{ nms}^{-2}/\text{hPa}$ . La figura 3.6 muestra la serie de tiempo de gravedad corregida por deriva (-a), la marea de tierra sintética predicha por ETERNA (-b) y datos de presión horaria (-c). También se observa la gravedad residual obtenida después del proceso de modelado de marea ( $0.036 \text{ nms}^{-2}$  valor medio,  $16.747 \text{ nms}^{-2}$  desviación estándar)



*Figura 3.6: Datos de gravedad del scintrex CG5 en la estación San Juan para el modelado de parámetros de marea. -a- Serie de tiempo de gravedad corregida por deriva polinómica. -b- Marea predicha. -c- Datos de Presión. -d- Gravedad residual resultante luego del análisis de marea.*

**Tabla 3.4:** Parámetros de marea observados y reducidos por marea de carga oceánica en la estación UNSJ para los principales constituyentes armónicos.  $\delta$ : factores gravimétricos observados, fase local ( $\alpha$ ) y sus precisiones ( $\sigma_\delta$ ,  $\sigma_\alpha$ , respectivamente),  $\delta_c$ : factores gravimétricos reducidos, fase local reducida ( $\alpha_c$ ) y sus precisiones ( $\sigma_\delta$ ,  $\sigma_\alpha$ , respectivamente).

Onda	Amplitud (nms <sup>-2</sup> )	$\delta/\sigma_\delta$	$\alpha/\sigma_\alpha$ (°)	$\delta_c/\sigma_\delta$	$\alpha_c/\sigma_\alpha$ (°)	Vector Residual	
						Longitud (nms <sup>-2</sup> )	Fase (°)
<b>Q1</b>	61.442	1.15951 -0.00260	2.380 0.129	1.15873 0.00037	0.617 0.066	2.561	84.9
<b>O1</b>	327.526	1.18342 0.00052	1.356 0.025	1.17657 0.00048	-0.295 0.022	11.136	44.1
<b>P1</b>	158.652	1.23199 -0.00153	3.411 0.070	1.21575 0.00101	2.095 0.052	14.028	42.3
<b>K1</b>	448.667	1.15267 0.00051	1.377 0.025	1.13589 0.00048	-0.026 0.008	12.664	58.4
<b>N2</b>	122.418	1.17249 -0.00052	0.378 0.025	1.16490 0.00030	-0.679 0.012	1.376	35.9
<b>M2</b>	637.576	1.16916 0.00012	0.126 0.006	1.15883 0.00011	-0.057 0.011	4.252	19.3
<b>S2</b>	283.437	1.11714 -0.00081	6.980 0.041	1.11509 0.00053	7.322 0.016	36.968	111.3
<b>K2</b>	82.301	1.19352 -0.00129	-1.088 0.062	1.18833 0.00175	-0.772 0.049	2.676	-35.7

### 3.6 VALIDACIÓN DE MODELOS EBT

Se compararon los parámetros de marea corregidos por OTL, con algunos de los modelos EBT más actuales (Dehant et al., 1999). Para ello se utilizaron los datos analizados en la estación San Juan, ya que la misma se encuentra alejada, alrededor de 400 km, del Océano Pacífico, por lo que se asume que la influencia del efecto de OTL es una porción muy pequeña de la amplitud total de marea (~1% para M2 y ~3% para K1 y O1). Para la corrección final de OTL se calculó un promedio de los de los cuatro modelos de marea oceánica en la Tabla 3.3.

Se consideraron para la comparación los modelos de Dehant-Defraigne-Wahr (Dehant et al., 1999) a) hidrostático y elástico (DDW-H), b) inelástico y no hidrostático (DDW-NHi), y el modelo de Wahr-Dehant-Zschau inelástico e hidrostático (WDZ-Hi) (Dehant y Zschau, 1989). La tabla 3.5 detalla los parámetros computados. Se obtuvieron las mejores desviaciones relativas de -0.054% del modelo DDW-NHi para el armónico K1, de 0.034% del modelo WDZ-Hi para M2, y de -1.798% del modelo WDZ-Hi para el armónico O1.

**Tabla 3.5:** Comparación de factores de amplitud corregidos por OTL ( $\delta_{\text{corregido}}$ ) con diferentes modelos teóricos de marea terrestre. DDW-H: modelo hidrostático y elástico de Dehant-Defraigne-Wahr; DDW-NHi: modelo hidrostático e inelástico de Dehant-Defraigne-Wahr; WDZ-Hi: modelo inelástico, hidrostático de Wahr-Dehant-Zschau.

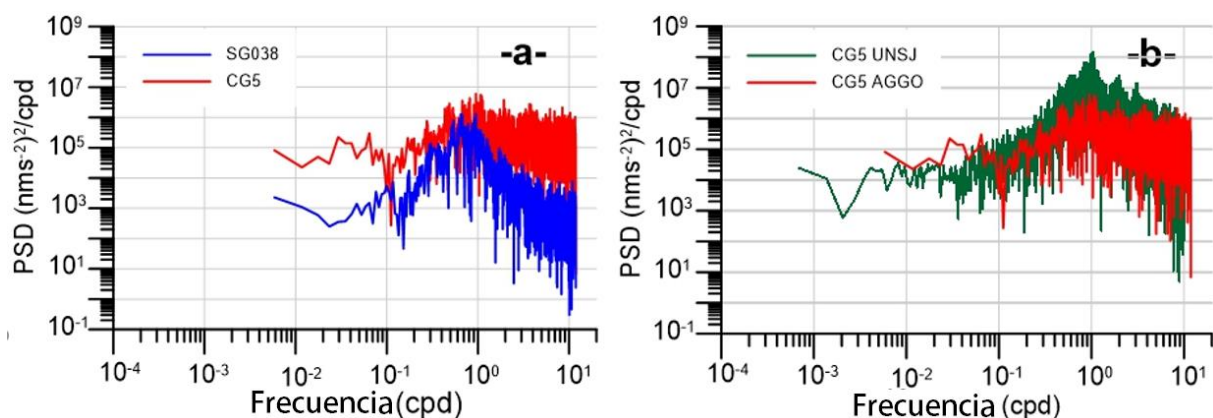
	O1	K1	M2
$\delta_{\text{corregido}}$	1.1766	1.1359	1.1588
$\delta_{\text{DDW-H}}$	1.1528	1.1332	1.1604
$\delta_{\text{DDW-NHi}}$	1.1542	1.1353	1.1618
$\delta_{\text{WDZ-Hi}}$	1.1554	1.1344	1.1592

De acuerdo a la tabla, surge que la comparación para los constituyentes M2 y K1 es satisfactoria. En el caso del armónico O1, la diferencia entre los factores de amplitud teóricos y observados es importante para cualquiera de los modelos de marea de tierra sólida analizados (arriba del 2.1%). El nivel de ruido de la estación UNSJ en las frecuencias correspondientes al armónico O1 puede haber contaminado la estimación del parámetro de marea. Con el fin de obtener una imagen general del nivel de ruido tanto del sitio como del instrumental, se calculó la raíz media cuadrática de los residuos de gravedad resultantes del ajuste de mínimos cuadrados del software ETERNA para los registros SG038 y CG5 en AGGO y San Juan después de eliminar los efectos de las mareas terrestres y la deriva instrumental. Luego, se obtuvo la densidad de potencia espectral (PSD) de los residuales de gravedad. La Figura 3.7a muestra los PSD de los gravímetros superconductores SG038 y CG5 # 40484 instalados en AGGO. Aquí, el nivel de ruido ambiental es el mismo, y las diferencias provienen de los instrumentos y cómo se ven afectados por el ambiente (por ejemplo, presión, temperatura, estabilidad del sitio, hidrología, ruido sísmico). Muchos estudios han demostrado el menor nivel de ruido de los gravímetros SG (Rosat et al., 2004; Riccardi et al. (2011); Rosat et al., 2015). Por otro lado, la Figura 3.7b muestra una comparación entre las PSD obtenidas para el gravímetro CG5 en AGGO y en la estación San Juan. Para las frecuencias analizadas, el nivel de ruido más alto ocurre en la banda de frecuencia de las mareas diurnas y semidiurnas, lo que dificulta modelar algunos componentes de las mareas, como O1. La estabilidad de la estación UNSJ GNSS ha sido analizada por Herrada et al. (2010), mostrando que para el período 2007-2009, las coordenadas se obtuvieron con errores menores a 5 mm o 15 nms<sup>-2</sup> en términos de gravedad.

### 3.7 CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DE MAREA CON GRVEDAD

---

Del análisis de las series temporales de gravedad en la estación UNSJ y AGGO con el gravímetro de resorte Scintrex CG-5, los resultados obtenidos confirman que este tipo de gravímetro puede ser utilizado para estimar parámetros de marea para las principales ondas diurnas y semidiurnas.



**Figura 3.7:** Densidades de potencia espectral (PSDs) para los gravímetros superconductor y Scintrex CG5 (#40484). -a- PSDs, computadas para ambos gravímetros en el Observatorio AGGO (~ 4 meses de datos). -b- Comparación de las PSDs para el Scintrex CG5 en AGGO y en la estación UNSJ (~2 años de datos). Estos espectros proporcionan una imagen general acerca de (-a-) el nivel de ruido instrumental espacialmente y -b- nivel de ruido del sitio del sitio especialmente.

Se debe prestar fundamental atención en el cálculo del factor de calibración y el modelado del *drift* instrumental, ya que este tipo de gravímetros tiene una deriva fuerte y no lineal, que en algunos casos hasta con polinomios de alto grados, es difícil de modelar. El experimento de calibración del CG-5 en AGGO, permitió confirmar lo dicho anteriormente, ya que para determinar el drift se emplearon varios polinomios de diferente grado y no un solo polinomio de bajo grado, como en el caso de los SG. El gravímetro Scintrex CG5 fue calibrado con una precisión de 0.012%, usando datos colocalizados del gravímetro superconductor SG038. Para llevar a cabo lo mencionado anteriormente, se analizaron series de tiempo de ~118 días de ambos gravímetros registrando datos simultáneamente en el Observatorio Geodésico AGGO. Además, se concluye que existe una muy buena concordancia entre los factores determinados en el dominio del tiempo y el dominio de la frecuencia, existiendo una diferencia de 0.02%.

Otra conclusión muy importante a la hora de realizar este tipo de análisis con un Scintrex CG-5, es en relación a la estabilidad del sitio, o sea las condiciones que tiene el lugar donde va a ser instalado el instrumento en relación a la monumentación, temperatura, presión, etc., las cuales deben ser lo más estables posibles. Un ejemplo claro de esto es que en AGGO, la desviación relativa del factor gravimétrico observado del modelado, se obtiene, con un orden de precisión mayor, respecto de la estación UNSJ (sitio menos estable).

La evaluación de los cuatro modelos FES2014b, DTU10, GOT 4.7 y EOT11a, en el observatorio AGGO, arroja que los mismos modelan muy bien OTL, ya que para los armónicos principales M2 y O1, las diferencias entre los factores gravimétricos teóricos y observados es despreciable.

El análisis de mareas en San Juan, encontró que los parámetros de mareas teóricos para M2 y K1 son precisos en un nivel mejor a 0.054%, lo que indica, como es de esperar, un buen modelado de EBT, en una zona con muy poca influencia de OTL. No se puede decir lo mismo para el armónico O1, ya que las discrepancias entre los valores observados y predichos son mayores. Probablemente esa diferencia se deba o esté muy relacionada con la estabilidad del sitio, lo que hace que el nivel de ruido de UNSJ a las frecuencias de O1 contamine la señal.

# CAPÍTULO 4

Conceptos claves de la técnica geodésica satelital GPS y su aplicación en el estudio de mareas

---

## 4.1. INTRODUCCIÓN

---

En función de que se puedan realizar interpretaciones geofísicas en diferentes tipos de estudios, como por ejemplo, el monitoreo de cambios en el nivel medio del mar, mediciones de ajuste glacial isostático (GIA), desplazamientos elásticos debido a la tectónica de placas, rotación de la Tierra y órbitas de los satélites y determinación de marcos de referencia, es necesario remover desplazamientos periódicos terrestres, debidos a EBT y OTL de las observaciones realizadas con técnicas geodésicas espaciales como GPS, SLR, y VLBI. Para ello existen diferentes modelos globales, que necesitan ser validados o refinados, para poder realizar una selección crítica y adecuada de los mismos y poder alcanzar las precisiones requeridas por el estudio.

Como se dijo anteriormente, de todas las técnicas mencionadas, el sistema GPS, es el más ampliamente utilizado para el estudio de los desplazamientos o series de tiempo de desplazamientos de sitios. El GPS es una herramienta ideal para esos estudios porque puede proveer series de tiempo de precisión milimétrica, utilizando equipamiento relativamente barato, de fácil portabilidad y uso, haciendo que se convierta en una técnica de geodesia espacial crítica, debido a la gran cobertura territorial alrededor del mundo, generando un alcance y una escala, difícilmente aplicables a otras técnicas geodésicas. Hoy en día, datos de miles de estaciones GPS, medidos con gran precisión, pueden ser utilizados por usuarios alrededor del mundo.

Hablando específicamente del estudio de las mareas terrestres, en las últimas dos décadas, se han desarrollado técnicas de análisis de datos del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) para medir directamente desplazamientos con precisión milimétrica e incluso con precisión submilimétrica en algunas frecuencias. Los desplazamientos GPS medidos se han usado para validar tanto modelos de EBT como predicciones de desplazamientos OTL (y por lo tanto diferentes modelos de mareas oceánicas).

En el ámbito de las aplicaciones GPS, la técnica más utilizada para posicionar puntos de forma precisa es el posicionamiento diferencial, que fija las ambigüedades de fase mediante un algoritmo de doble diferenciación a valores enteros. Khan y Tscherning (2001) y luego Khan y Scherneck (2003), utilizaron este enfoque, para procesar 49 días de datos GPS de una línea base desde la estación FAIR hasta la estación GPS CHI3 en Alaska, estimando coordenadas cada una hora y obteniendo amplitudes relativas y retrasos de fase de OTL para M2 en altura con una concordancia con diferentes predicciones de modelos de mareas oceánicas de 1,1-3,4 mm y 10-15°, respectivamente.

Otra técnica de procesamiento, es PPP (Posicionamiento Puntual Preciso) GPS, el cual se prefiere para garantizar que las amplitudes absolutas y los retrasos de fase se estimen en un marco de referencia global, y es pionera para el posicionamiento estático posprocesado (Zumberge et al., 1997). Posteriormente, PPP se extendió al posicionamiento cinemático (por ejemplo, Kouba y Héroux, 2001). Si se utilizan técnicas de posicionamiento relativo, se necesitan "palancas" o valores de referencia, lo que supone que los valores de desplazamiento para al menos un sitio son perfectos (por ejemplo, de un modelo de marea). Numerosos estudios se han desarrollado empleando esta técnica para estimar parámetros de marea. Allinson et al. (2004), reportaron para la estación LEED acuerdos de 0.5 mm entre las amplitudes estimadas de parámetros de desplazamiento armónico de altura para M2 usando 1000 días de datos GPS

y predicciones OTL del modelo de marea oceánica FES99. Ito et al. (2009) analizaron 4 meses de datos GPS de la red de observación de Japón denominada GEONET (GPS Earth Observation Network) utilizando el enfoque PPP Cinemático GPS (GPS Tools versión 0.6.3 sin EBT u OTL modelado) y formaron series temporales de coordenadas en un intervalo de 30 s. En la estación GPS Tajimi, la discrepancia de altura M2, con EBT más OTL modelado (NAO.99Jb), fue de 1% ( $\sim 1,0$  mm) en amplitud y  $0,19^\circ$  en fase.

Más acá en el tiempo, Bos et al. (2015), mostraron que desplazamientos de marea de carga oceánica vertical observados por GPS en Cornwall (Inglaterra) para el armónico principal M2 discrepancias de 2-3 mm con valores pronosticados basados en el modelo de Tierra PREM-Isotrópico. Wang et al. (2020) detectaron en el Mar de China reducciones en la discrepancia entre modelos predichos de OTL y observaciones usando un modelo de Tierra anelástico. En América del Sur Martens et al. (2016) observaron coherencia espacial entre los desplazamientos de OTL residuales para M2, postulando deficiencias en los modelos a priori de Tierra SRNEI.

El objetivo de este capítulo es introducir conceptos claves de la técnica GPS y las bases fundamentales en la aplicación de esta técnica al tratamiento de las mareas.

## 4.2. GEODESIA SATELITAL

---

### 4.2.1. INTRODUCCIÓN

La Geodesia Satelital comprende las técnicas observacionales y computacionales que dan la solución a problemas geodésicos, mediante el uso de mediciones precisas hacia, desde o entre satélites artificiales, principalmente cerca de la Tierra (Seeber, 2003). Los problemas geodésicos que afronta la geodesia moderna son la definición y el mantenimiento de marcos de referencia y modelos geométricos y gravimétricos precisos, mediante la provisión de técnicas de posicionamiento de alta precisión para los usuarios, en función de conectar esos marcos.

### 4.2.2. HISTORIA

Haciendo un poco de historia, se puede decir que la Geodesia Espacial comenzó con el lanzamiento del primer satélite artificial, SPUTNIK-1 lanzado por Rusia en el año 1957. Ese fue el puntapié inicial para la obtención de numerosos resultados en los años posteriores, como la determinación del valor del aplastamiento de la Tierra  $f \approx 1/298,257$  a partir del satélite EXPLORER I de los Estados Unidos, el desarrollo de los métodos básicos para las observaciones satelitales, y para la computación y análisis de órbitas satelitales. Por esos años se publicaron los primeros modelos de la Tierra, los SAO SE I al SAO SE III, por el *Smithsonian Astrophysical Observatory* y los *Goddard Earth Models* (GEM) de la *NASA Goddard Space Flight Center*.

En la década del 70 fueron desarrolladas nuevas técnicas de observación, en particular SLR (Satellite Laser Ranging) y LLR (Lunar Laser Ranging) y altimetría satelital. El sistema TRANSIT fue usado para el posicionamiento geodésico Doppler. Este tipo de posicionamiento se utilizó para observaciones que sirvieron para la instalación y el mantenimiento de redes de control geodésico (por ej. EDOC, ADOS).

Entre 1980 y 1990 se remplazaron definitivamente las antiguas técnicas astrométricas clásicas por los métodos satelitales. Esto fue gracias a que la comunidad de usuarios incrementó notoriamente su uso, principalmente por los resultados obtenidos con el Sistema NAVSTAR GPS en cuanto a operatividad y al constante incremento en las precisiones observacionales. En los años posteriores a 1990 se desarrollaron e instalaron servicios permanentes nacionales e internacionales basados en técnicas espaciales, como por ej. el IERS (*International Earth Rotation Service*) que provee parámetros de rotación de la Tierra con alta precisión y con un gran resolución temporal y además mantiene y actualiza constantemente los marcos de referencia ICRF (*International Celestial Reference Frame*) e ITRF (*International Terrestrial Reference Frame*) y el IGS (*International GNSS Service*) que es la principal fuente de órbitas precisas y también coordenadas y observaciones de un conjunto global de cientos de estaciones de referencia permanentes. En el aspecto nacional surgieron las redes de estaciones de referencia permanente GPS CORS en Estados Unidos, CACS en Canadá y SAPOS en Alemania.

En los últimos 20 años ha habido lugar para significativas mejoras en cuanto a precisión y resolución espacial y temporal. Como acontecimientos más importantes se pueden destacar los lanzamientos de misiones satelitales destinadas a medir el campo de gravedad de la Tierra, como CHAMP, GRACE, GOCE, JASON (Cazenave y Chen, 2010), la puesta en operación de las nuevas generaciones de satélites GPS como los satélites del bloque IIF y III, y el funcionamiento de otros sistemas de posicionamiento global como GALILEO, GLONASS, COMPASS, que junto con GPS constituyen lo que se conoce como GNSS (Global Navigation Satellite System).

#### 4.2.3. CLASIFICACIÓN

Una clasificación de las técnicas de observación puede estar dada por la relación entre la plataforma de observación y la plataforma objetivo (Seeber, 2003):

Métodos desde la Tierra al Espacio

- VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*)
- SLR (*Satellite Laser Ranging*)
- GNSS (*Global Navigation Satellite System*) – (GPS, GLONASS, GALILEO, COMPASS)
- Posicionamiento Doppler (TRANSIT, DORIS)

Métodos desde el Espacio a la Tierra

- Altimetría Radar
- Laser Espacial
- Gradiometría Satelital

Métodos en el espacio

- SST (*Satellite to Satellite tracking*)

## 4.3. GNSS

---

GNSS (*Global Navigation Satellite System*) es el nombre con el que se conoce a los distintos sistemas de posicionamiento global basados en satélites. El objetivo fundamental de estos sistemas es proveer coordenadas tridimensionales precisas de sitios e información de navegación y tiempo. Hoy en día, debido a que existe un número de sistemas completa o parcialmente operacionales y varios sistemas de aumentación regional, es que se hace necesario englobar a los mismos en uno solo, de modo de aprovechar al máximo las características de cada uno de los sistemas, dando lugar a lo que se conoce como MultiGNSS. A continuación, se resumen los principales sistemas:

- NAVSTAR GPS (*NAVigation System with Time And Ranging Global Positioning System*): Conocido generalmente como GPS, es el sistema más comúnmente aplicado, de carácter global y el que brinda mejores precisiones para estudios de distinta índole. Fue desarrollado por el Departamento de Defensa (DoD) de los Estados Unidos. Más abajo se detalla el desarrollo de este sistema. <https://www.gps.gov/systems/gps/space/>
- GLONASS : (*Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema*) es un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) desarrollado por la Unión Soviética, siendo hoy administrado por la Federación Rusa. Consta de una constelación de 31 satélites (24 en activo, 3 satélites de repuesto, 2 en mantenimiento, uno en servicio y otro en pruebas) situados en tres planos orbitales con 8 satélites cada uno y siguiendo una órbita inclinada de 64,8° con un radio de 25.510 km. La constelación de GLONASS se mueve en órbita alrededor de la Tierra con una altitud de 19.100 km (diecinueve mil cien kilómetros) algo más bajo que el GPS (20.200 km) y tarda aproximadamente 11 horas y 15 minutos en completar una órbita.  
El sistema está a cargo del Ministerio de Defensa de la Federación Rusa y los satélites se han lanzado desde Baikonur, en Kazajistán. <https://www.glonass-iac.ru/en/GLONASS/>
- GALILEO: es el sistema europeo de radionavegación y posicionamiento por satélite desarrollado por la Unión Europea (UE) conjuntamente con la Agencia Espacial Europea. El sistema se puso en marcha el 15 de diciembre del 2016 con alrededor de media constelación de los satélites que lo compone; aún no está completo. <https://www.gsc-europa.eu/system-service-status/constellation-information>
- BEIDOU Navigation Satellite System (BDS): es un sistema de navegación por satélite chino. Se compone de dos constelaciones de satélites separadas. El primer sistema BeiDou, oficialmente llamado Sistema Experimental de Navegación por Satélite BeiDou, también conocido como BeiDou-1, consta de tres satélites que desde el 2000 han ofrecido cobertura limitada y servicios de navegación, principalmente para usuarios en China y regiones vecinas. BeiDou-1 fue dado de baja a finales de 2012.  
La segunda generación del sistema, llamado oficialmente sistema de navegación por satélite BeiDou (BDS), también conocido como COMPASS o BeiDou-2, comenzó a funcionar en China en diciembre de 2011 con una constelación parcial de 10 satélites en órbita. Desde diciembre de 2012, ha estado ofreciendo servicios a clientes en la región de Asia-Pacífico. Se espera que para 2021, la constelación este completa y de ese modo sea un sistema global. [www.beidou.gov.cn](http://www.beidou.gov.cn)

- IRNSS (*Indian Regional Navigation Satellite System*): Es un sistema de navegación satelital regional de la India, que está compuesto por 7 satélites en órbitas inclinadas geo-sincrónicas (IGSO) y geoestacionarias (GEO). Fue desarrollado y es mantenido por el ISRO (Indian Space Research Organisation). <https://www.isro.gov.in/irnss-programme>
- QZSS (*Quasi-Zenith Satellite System*) es un sistema de navegación satelital regional, propuesto para uso complementario o como sistema de aumentación del sistema GPS, para Japón. Consiste en tres satélites situados en una órbita elíptica (QZS 1, 2 y 3). Fue desarrollado y es mantenido por el gobierno japonés quien destinó ese trabajo al equipo de empresas ASBC (*Advanced Space Business Corporation*). <https://qzss.go.jp/en/>

## 4.4. SISTEMAS Y MARCOS DE REFERENCIA

---

### 4.4.1 INTRODUCCIÓN

Para describir el movimiento de los satélites, el modelado de los observables y la representación e interpretación de los resultados, es necesario contar con un sistema de referencia apropiadamente definido y actualizado. El incremento en la precisión de las técnicas de observación satelital, requiere un correspondiente incremento en la precisión de la definición de los sistemas de referencia.

Un sistema de referencia es la definición conceptual completa de cómo está compuesto un sistema de coordenadas. El sistema de referencia define el origen y la orientación de los ejes o planos fundamentales y también incluye los modelos fundamentales matemáticos y físicos subyacentes (Seeber, 2003). Un marco de referencia define la materialización del sistema de referencia, a través de un conjunto de puntos fiduciales posicionados en el cielo o en la superficie terrestre, mediante observaciones. Este último se encuentra representado por catálogos de posiciones y velocidades precisas en una época específica.

En Geodesia Satelital se requieren dos sistemas fundamentales:

- Un sistema fijo en el espacio, Sistema de Referencia Convencional Inercial (CIS, por sus siglas en inglés), para describir el movimiento de los satélites, por ende, las coordenadas de los mismos; y
- Un sistema fijo terrestre, Sistema de Referencia Terrestre Convencional (CTS), para las posiciones de las estaciones de observación y para la descripción de los resultados de la geodesia satelital.

El término ‘convencional’ hace referencia a que todos los modelos, constantes numéricas y algoritmos, son explícitamente especificados.

#### 4.4.2. SISTEMAS Y MARCOS INERCIALES CONVENCIONALES

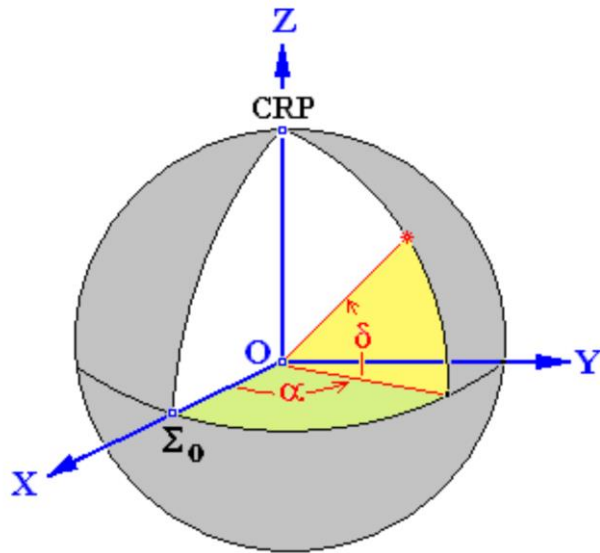
Un Sistema de referencia inercial es aquel cuyas coordenadas se encuentran en reposo o en un estado de movimiento rectilíneo uniforme sin ninguna aceleración.

Los sistemas inerciales fijos en el espacio son usualmente referidos a objetos extraterrestres como estrellas, quasars (fuentes de radiación extra galácticas), planetas, o la luna. También suelen denominarse sistemas de referencia celestes y su definición se puede basar en consideraciones cinemáticas o dinámicas. Un sistema de referencia celeste cinemático se define por estrellas o quasars con posiciones bien conocidas, y si se pueden medir, los movimientos apropiados. Un sistema de referencia celeste dinámico se basa en el movimiento de los planetas, la luna o los satélites artificiales.

El establecimiento de sistemas de referencia celestes convencionales, está bajo responsabilidad de la IAU (*International Astronomical Union*), quien en conjunto con la IUGG (*International Union of Geodesy and Geophysics*) crearon en el año 1987 el IERS (*International Earth Rotation and Reference Systems Service*), que tiene como objetivos principales asistir a las comunidades astronómicas, geodésicas y geofísicas con datos, estándares, constantes y modelos relacionados a la rotación de la Tierra y a los marcos y sistemas de referencia.

Desde 1987 se han publicado todos los años informes brindando la información anteriormente mencionada, recibiendo el nombre de Convenciones del IERS (*IERS Conventions*), siendo la más actualizada y la oficial la IERS Conventions (2010) (Petit and Luzum, 2010). Allí se establece que el sistema de referencia celeste convencional se basa en una definición cinemática y se encuentra materializado por el marco de referencia celeste convencional, que consiste en coordenadas precisas (mejor que un miliarco de segundo) de objetos extra galácticos, mayoritariamente quasars, fuentes BL Lac (quasar que carece de líneas fuertes en su espectro), y unos pocos núcleos galácticos activos (AGNs), con el argumento de que estas fuentes están tan lejos que sus movimientos apropiados esperados deberían ser insignificadamente pequeños.

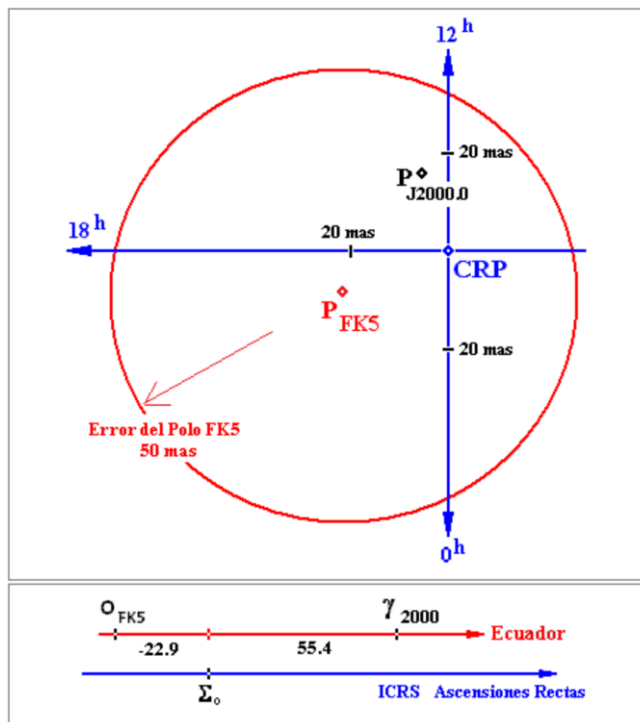
El nombre que recibe el sistema de referencia celeste convencional es ICRS (*International Celestial Reference System*) (Fig. 4.1) y reemplazó oficialmente al antiguo sistema FK5 en 1998, ya que para ese momento se logró una mejora considerable, en varios órdenes de magnitud, con la misión satelital astrométrica HIPPARCOS (Kovalevsky et al., 1997), y con fuentes de radio extragalácticas (quasars) a través de la técnica de interferometría de línea de base muy larga (VLBI) que utiliza radiotelescopios. Los ejes del ICRS ya no están fijados a la orientación del ecuador y el equinoccio vernal, sino con respecto a la materia distante en el universo. El plano principal de este sistema se encuentra cerca del Ecuador medio en la época J2000.0 y el origen del ICRS es el baricentro del sistema solar, o el geocentro. El eje Z está dirigido hacia el Polo de Referencia Convencional que es consistente con el polo del sistema FK5 (Fig. 4.2). Se puede estimar mediante observaciones VLBI, correcciones por precesión y nutación, que permiten determinar de forma precisa el desplazamiento del polo medio en J2000.0 y del polo FK5 respecto del polo de Referencia Convencional ICRS (Petit y Luzum, 2010).



**Figura 4.1:** Sistema de Referencia Celeste Internacional (ICRS). Sobre el eje X se encuentra el origen  $\Sigma_0$  (origen moderno elegido muy cercano al equinoccio vernal). Se indican las coordenadas  $\alpha$  (ascensión recta) y  $\delta$  (declinación) de un astro. CRP es el denominado Polo de Referencia Convencional.

La IAU recomienda que el origen de la ascensión recta del ICRS se pierda en el equinoccio dinámico en J2000.0. El eje X del sistema celeste del IERS se definió implícitamente en su realización inicial (Arias et al., 1988) al adoptar la ascensión recta media de 23 fuentes de radio

en un grupo de catálogos que se compilaron fijando la ascensión recta del cuásar 3C 273B al valor habitual de FK5 convencional (Hazard et al., 1971) (12 h 29 m 6.6997 s en J2000.0) (Kaplan et al., 1982).

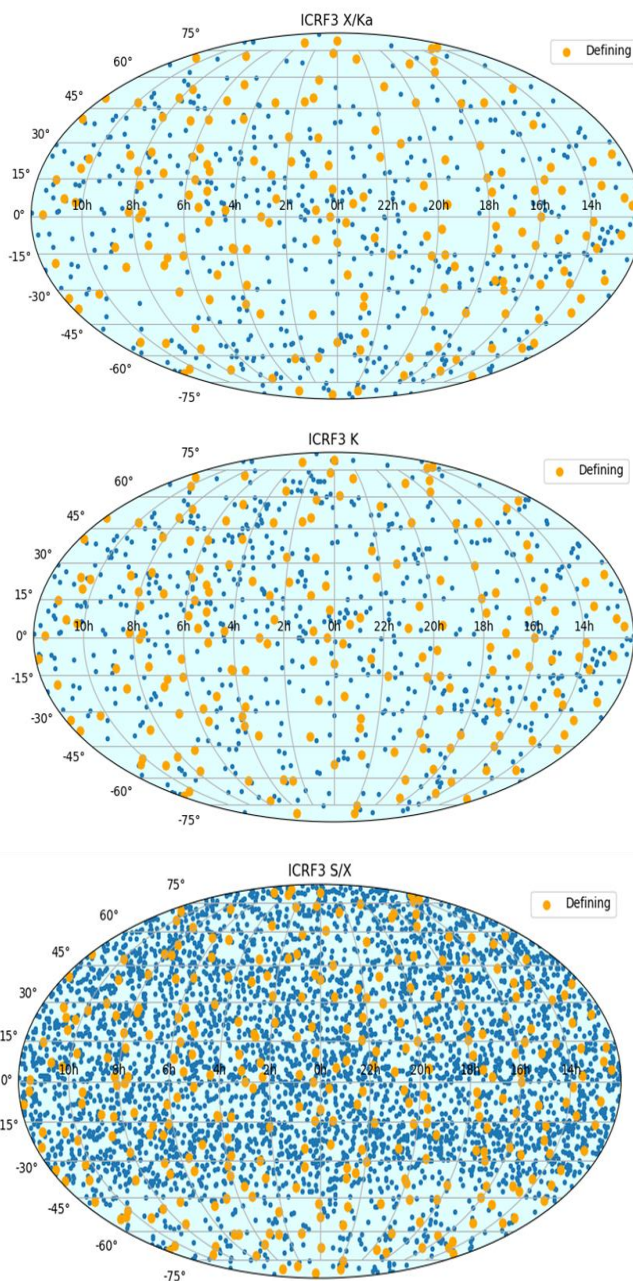


La materialización del ICRS, está dada por el Marco de Referencia Celeste Internacional (ICRF), que consiste en un set de coordenadas precisas de un conjunto de fuentes de radios extra galácticas. La definición de las fuentes se basa en un gran número de observaciones sobre un intervalo de datos lo suficientemente largo, para medir la estabilidad de la posición.

**Figura 4.2:** Ubicación relativa de los polos y los orígenes.

La primera definición del ICRF fue construida en 1995, mediante observaciones VLBI a 212 fuentes de radio extragalácticas “definidas” y se denominó ICRF1. Luego se construyeron dos extensiones más ICRF-Ext.1 (1999) e ICRF-Ext.2 (2002), aplicando observaciones VLBI en ambas. En el año 2009 se creó el ICRF2 que contiene mediciones precisas de un número cinco veces mayor de fuentes extragalácticas que el ICRF1, siendo utilizado de forma oficial desde el 2010. La determinación más precisa de objetos extragalácticos se lleva a cabo mediante observaciones VLBI, pero esta técnica no es ampliamente disponible para los usuarios. La tercera materialización del marco de referencia celeste internacional (ICRF) es el ICRF3 (2018), que provee el acceso más preciso al ICRS en longitudes de onda de radio y reemplazó a su antecesor de manera oficial en el **2019**. El vínculo del ICRF con los principales marcos de referencia prácticos se puede obtener mediante el uso del Marco de Referencia Terrestre Internacional (ITRF), el Marco de Referencia Galáctico HIPPARCOS y las efemérides JPL del sistema solar.

La materialización del ICRS basada en longitudes de ondas ópticas recibe el nombre de Catálogo Hipparcos (ESA, 1997; IAU, 1997). El Catálogo Hipparcos proporciona las coordenadas ecuatoriales para 117.955 estrellas en el ICRS en la época 1991,25 junto con sus movimientos apropiados, sus paralajes y sus magnitudes en el sistema Hipparcos de banda ancha. Las incertidumbres medias para estrellas brillantes son 0,77 y 0,64 más en ascensión recta y declinación, respectivamente. La alineación del Catálogo Hipparcos (HCRF) con el ICRF se realizó con un error estándar de 0,6 más para la orientación en la época 1991,25 y 0,25 mas/año para el spin o rotación (Kovalevsky et al., 1997). Por lo tanto, todas las observaciones actuales de posición óptica se basan en un conjunto de estrellas de referencia que comienzan con el HCRF como realización principal del ICRS en longitudes de onda ópticas y los catálogos de densificación derivados del HCRF.



**Figura 4.3:** ICRF3 (materialización del ICRF) en las diferentes bandas, adoptado por la IAU como el marco de referencia fundamental en 2019. Adaptado de <http://hpiers.obspm.fr/icspc/newwww/icrf/>.

#### 4.4.3. SISTEMAS Y MARCOS TERRESTRES CONVENCIONALES

Un Sistema de Referencia Terrestre (TRS) es un sistema de referencia espacial que rota conjuntamente con la Tierra en su movimiento diurno en el espacio. Dicho sistema, puede ser materializado a través de las posiciones de los puntos unidos a la superficie sólida de la Tierra que tienen coordenadas que experimentan solo pequeñas variaciones con el tiempo, debido a los efectos geofísicos (e.g., deformaciones tectónicas o de marea).

El origen de un sistema de referencia terrestre convencional ideal debería fijarse en el geocentro, incluida la masa de los océanos y la atmósfera. El eje  $z$  debe coincidir con el eje de rotación de la Tierra. Dado que el geocentro y el eje de rotación no son directamente accesibles para las observaciones, el sistema ideal se obtiene por convenciones. La convención clásica, que establece la orientación de los ejes del sistema, define la dirección de la posición media del eje polar en el periodo de 1900-1905, denominado Polo Terrestre Convencional (CTP), también llamado Origen Convencional Internacional (CIO), y como origen de las longitudes sobre el Ecuador el GMO (*Greenwich Mean Observatory*). El GMO se define a través de las longitudes nominales de todos los observatorios que contribuyeron al antiguo servicio internacional de la hora BIH (*Bureau International de l'Heure*).

Mientras un sistema de referencia es una abstracción matemática, su definición práctica o materialización a través de observaciones geodésicas, es conocida como marco de referencia. El Sistema de Referencia Terrestre Convencional, establecido y mantenido por el IERS es el *International Terrestrial Reference System* (ITRS); su materialización es el *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF). El ITRS tiene su origen, escala, orientación y evolución de tiempo definidos como se describe a continuación:

Origen: El centro de masas de la Tierra, incluidos los océanos y la atmósfera.

Escala: La unidad de longitud es el metro (SI)

Orientación: La orientación de los ejes está dada por la orientación inicial de BIH en la época 1984.0 (la orientación es ecuatorial, el eje  $Z$  está en la dirección del polo)

Evolución temporal: La evolución temporal de la orientación se garantiza mediante el uso de una condición sin rotación neta con respecto a los movimientos tectónicos horizontales sobre toda la Tierra.

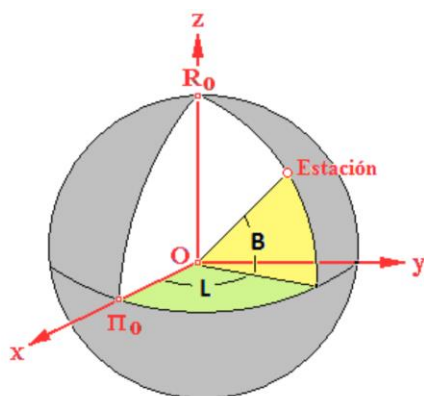


Figura 4.4: Sistema de Referencia Terrestre Internacional ITRS.

El ITRF es la materialización del ITRS y está compuesto por las coordenadas cartesianas y velocidades lineales de un conjunto global de sitios equipados con varios sistemas de observación geodésicos espaciales (VLBI, SLR, GPS, DORIS). Se han producido aproximadamente 20 versiones, desde la primera ITRF88, hasta la más actual ITRF2014. Para la construcción de un ITRF se toman las series de tiempo de las posiciones (semanales) de las estaciones y los parámetros de rotación terrestre (EOP's) como datos de entrada. La fórmula actual para la determinación de los marcos se basa en combinar las observaciones de las técnicas que intervienen mediante un algoritmo de transformación. El método de combinación hace uso de co-localizaciones en sitios de uso compartido donde se operan dos o más técnicas geodésicas. Por lo tanto, la posición de la estación en una época  $t$  queda expresada como:

$$\vec{X}(t) = \vec{X}_0 + \vec{X} * (t - t_0) \quad (4.1)$$

Donde:

$\vec{X}_0, \vec{X}$  son valores numéricos  
 $\vec{X}_0$  son las coordenadas tomadas como referencia  
 $t_0$  es una época de referencia  
 $t$  es la época actual

El movimiento lineal se incorpora como correcciones convencionales derivadas de un modelo de movimiento de placa tectónica.

La última actualización es el ITRF2014, basado en un completo reprocesamiento de las soluciones semanales de las cuatro técnicas geodésicas (VLBI, SLR, GPS, DORIS) e incluyendo por primera vez en la ec. 4.1, movimientos de las estaciones no lineales. Ese conjunto de series de tiempo por técnica geodésica espacial, es brindado por los servicios internacionales de las 4 técnicas: *International VLBI Service for Geodesy and Astronomy* (IVS) (<http://ivscc.gsfc.nasa.gov/>), *the International Laser Ranging Service* (ILRS) (<http://ilrs.gsfc.nasa.gov/>), *the International GNSS Service* (IGS) (<http://www.igs.org>) y en el caso de los datos DORIS, por Centros de análisis DORIS y por *el International DORIS Service* (IDS) (<http://ids-doris.org/>); todos llamados Centros Técnicos, dentro del IERS ([www.iers.org](http://www.iers.org)).

Como se dijo anteriormente, las innovaciones de este marco son que agrega términos de señales anuales y semi-anuales, producto de la longitud de las series de tiempo y modelos de deformación post sísmica (PSD), determinados por el ajuste de datos GNSS/GPS, en sitios GNSS/GPS con los mayores terremotos. El ITRF2014 se encuentra especificado por los siguientes parámetros (Altamimi et al., 2017):

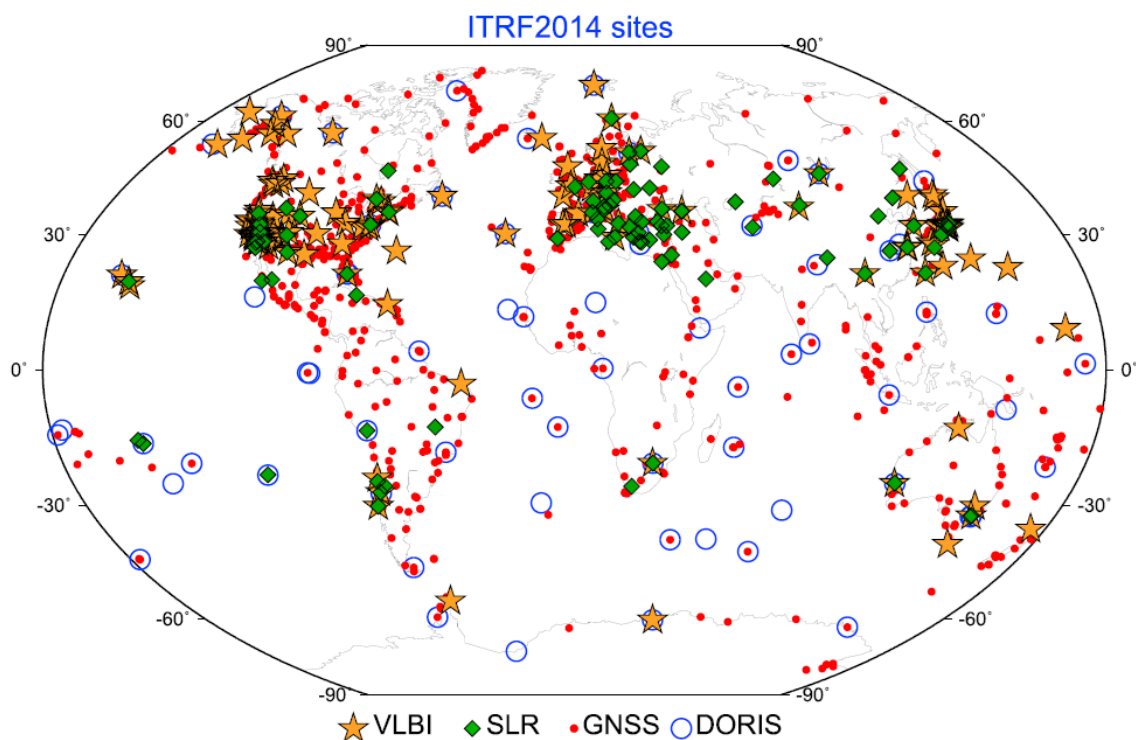
Origen: Se define de tal manera que no hay parámetros de traslación en la época 2010.0 y tasas de traslación cero entre el ITRF2014 y la solución de largo plazo ILRS SLR obtenida al agregar la serie de tiempo ILRS.

Escala: Está definida de tal modo que haya una escala cero y una tasa de escala entre ITRF2014 y el promedio de las escalas/tasas VLBI y SLR.

Orientación: Está definida de modo tal que haya parámetros de rotación cero en la época 2010.0 y tasas de rotación cero entre el ITRF2014 y el ITRF2008. Esas dos condiciones son aplicadas sobre una red núcleo.

Además de todo lo mencionado anteriormente, el establecimiento de un marco de referencia terrestre no es una tarea fácil porque la corteza terrestre sufre varias deformaciones continuamente. Dado que las técnicas geodésicas espaciales actuales proporcionan coordenadas de estación a nivel subcentimétrico, es necesario modelar las diversas deformaciones a nivel de milimétrico. Las principales influencias son:

- Mareas de Tierra Sólida
- Tectónica de Placas
- Efectos de carga oceánica y atmosférica
- Mareas del Polo
- Efectos locales y regionales

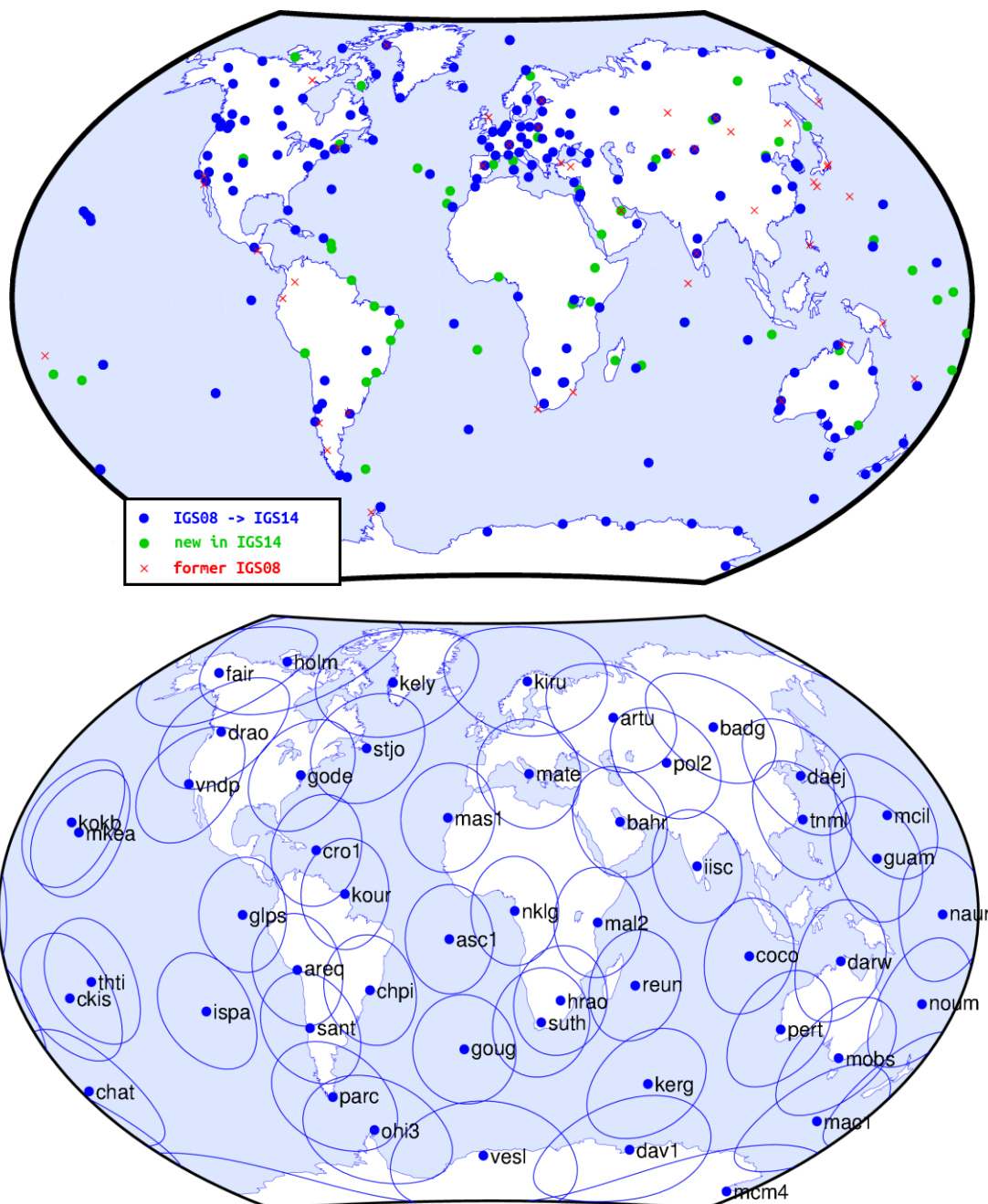


**Figura 4.5:** Sitios que definen el ITRF2014. En cada sitio se puede apreciar la técnica utilizada. Tomado de IERS. (Altamimi et al., 2017).

En el ámbito del sistema GNSS/GPS, como se expone más arriba, el IGS es el encargado de proveer las soluciones de las estaciones para contribuir a extender y densificar el ITRF. Para ello el IGS dispone de una red de aproximadamente 400 estaciones GNSS/GPS permanentes operando continuamente y brindando datos de alta calidad geodésica. Esta materialización IGS del marco de referencia terrestre internacional (ITRF) hace que el marco de referencia sea más accesible para todos los usuarios. El marco de referencia actual recibe el nombre de IGS14, que está alineado al marco de referencia ITRF14. Se prevé para el año 2020 reemplazar el IGS14 por el IGB14 que presenta un reprocesamiento de los datos, debido al tiempo transcurrido desde

el final de la fecha de entrada de datos ITRF2014/IGS14 (febrero de 2015) (<https://lists.igs.org/pipermail/igsmail/2020/007917.html>).

Con el fin de satisfacer a los usuarios regionales de IGS14, se seleccionaron muchas estaciones de referencia en áreas con cobertura GNSS densa, como Europa. Esto condujo a heterogeneidades de densidad en la red IGS14, haciéndola subóptima para la alineación de marcos globales. Por lo tanto, se definió adicionalmente una subred bien distribuida de IGS14, conocida como la red central o del “núcleo” IGS14.



**Figura 4.6:** Arriba-Estaciones GNSS permanentes que componen el marco de referencia IGS14. Abajo: Estaciones que forman parte de la red del “núcleo” o “core” IGS14.

#### 4.4.4. RELACIÓN ENTRE ITRS Y GCRS

La transformación usada para relacionar el ITRF y el GCRS (*Geocentric Celestial Reference System*) en el tiempo  $t$  de la observación, puede ser escrito como:

$$(\text{GCRS}) = Q(t)R(t)W(t) (\text{ITRS}) \quad (4.2)$$

Donde  $Q(t)$ ,  $R(t)$ ,  $W(t)$  son las matrices de transformación que surgen del movimiento del polo celeste en el sistema de referencia celeste, de la rotación de la Tierra alrededor del eje asociado con el polo y del movimiento polar respectivamente. Existen dos procedimientos equivalentes para realizar la transformación entre ambos sistemas; los mismos difieren en el origen que se adopta en el Ecuador del CIP (Polo Intermedio Celeste). Uno toma como origen el equinoccio y otro el CIO (Origen Intermedio Celeste). Cada uno de esos procedimientos está basado en una representación específica de los componentes de las matrices de rotación  $Q(t)$  y  $R(t)$  que dependen del origen en el ecuador del CIP, mientras que la matriz de transformación  $W(t)$  es común para ambos procedimientos.

Para llevar a cabo la transformación entre los sistemas, es necesario un paso intermedio, en cualquiera de los dos procedimientos, que consiste en la definición de un sistema de referencia terrestre intermedio (TIRS), mediante la aplicación de la matriz de transformación  $W(t)$ . Por lo tanto, podemos resumir conceptualmente la transformación en tres pasos:

$$\begin{aligned} [\text{TIRS}] &= W(t)[\text{ITRS}] \\ [\text{CIRS}] &= R(t)[\text{TIRS}] \\ [\text{GCRS}] &= Q(t)[\text{CIRS}] \end{aligned} \quad (4.3)$$

El procedimiento basado en CIO define un sistema de referencia celeste intermedio (CIRS) en una época  $t$  que utiliza el CIP como su eje  $z$  y el CIO como su eje  $x$ . Este sistema usa el ERA (*Earth Rotation Angle*) en la matriz de transformación  $R(t)$  y las dos coordenadas del CIP en el GCRS en la matriz de transformación  $Q(t)$ .

El procedimiento convencional define un CIRS en una época  $t$  que usa el CIP como su eje  $z$  y el equinoccio como su eje  $x$ . En la matriz de transformación  $R(t)$  usa el GAST (*Apparent Greenwich Sidereal Time*) y los parámetros clásicos de precesión y nutación en la matriz de transformación  $Q(t)$ .

##### 4.4.4.1. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE ROTACIÓN POR EL MOVIMIENTO POLAR

La matriz de transformación originada por el movimiento polar, que relaciona el ITRS con el TIRS, puede expresarse como:

$$W(t) = R_3(s') \cdot R_2(x_p) \cdot R_3(y_p) \quad (4.4)$$

Donde  $x_p$  e  $y_p$  son las “coordenadas polares” del Polo Celeste Intermedio (CIP) en el ITRS y  $s'$  es un valor llamado “TIO locator”, que provee la posición de TIO (Origen Terrestre Intermedio) en el ecuador del CIP correspondiente a la definición cinemática de origen no rotacional (NRO) en el ITRS cuando el CIP se mueve respecto del ITRS debido al movimiento polar.

#### 4.4.4.2. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE TRANSFORMACIÓN BASADA EN CIO PARA LA ROTACIÓN TERRESTRE

La matriz de transformación basada en CIO originada debido a la rotación de la Tierra alrededor del eje del CIP que relaciona el TIRS con el CIRS, se expresa como:

$$R(t) = R_3(-ERA) \quad (4.5)$$

Donde ERA es el ángulo de rotación de la Tierra, por sus siglas en inglés, entre CIO y TIO en una época  $t$  en el Ecuador del CIP, que provee una definición rigurosa de la rotación sideral de la Tierra.

*Expresión para la matriz de transformación basada en el equinoccio para la rotación Terrestre*

En este caso se utiliza el GAST, que es el ángulo entre el equinoccio y el TIO, para representar el ángulo de rotación de la Tierra en lugar de ERA.

#### 4.4.4.3. EXPRESIÓN PARA LA MATRIZ DE TRANSFORMACIÓN PARA EL MOVIMIENTO CELESTE DEL CIP

La matriz de transformación basada en CIO, nace del movimiento del CIP en el GCRS, y relaciona el CIRS con el GCRS, mediante la siguiente expresión:

$$Q(t) = R_3(-E) \cdot R_2(-d) \cdot R_3(E) \cdot R_3(s) \quad (4.6)$$

Siendo  $E$  y  $d$  tales que las coordenadas del CIP en el GCRS son:

$$X = \sin d \cos E, \quad Y = \sin d \sin E, \quad Z = \cos d,$$

y  $s$  es un valor, llamado “CIO locador”, que provee la posición de CIO en el ecuador del CIP correspondiente a la definición cinemática de NRO en el GCRS cuando el CIP se está moviendo con respecto al GCRS, entre la época de referencia y la época  $t$  debido a precesión y nutación.

*Expresión para la matriz  $Q(t)$  basada en el equinoccio*

La matriz  $Q(t)$  basada en el equinoccio que transforma desde el equinoccio y ecuador verdaderos a la época del sistema GCRS puede ser expresada de varias formas.

Por ejemplo, la representación clásica, es aquella en la que intervienen la matriz de precesión  $P$ , la matriz de nutación  $N$  y una matriz para los desplazamientos del marco.

$$P = R_3(-z) \cdot R_2(\theta) \cdot R_1(-\zeta) \quad (4.7)$$

$$N = R_1(-\varepsilon - \Delta\varepsilon) \cdot R_3(-\Delta\psi) \cdot R_1(\varepsilon) \quad (4.8)$$

Donde

$\varepsilon$  es la oblicuidad de la eclíptica  
 $\Delta\varepsilon$  es la nutación en oblicuidad  
 $\Delta\psi$  es la nutación en longitud (contado en la eclíptica)

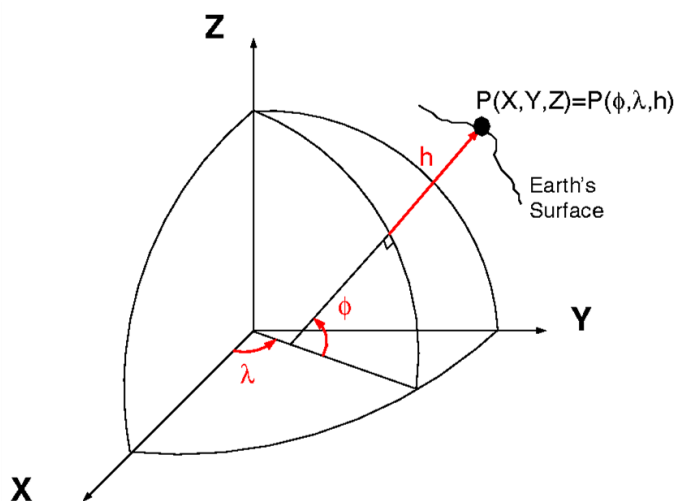
## 4.5. WORLD GEODETIC SYSTEM 1984 (WGS84)

Debido a que muchas de las mediciones geodésicas se realizan sobre la superficie terrestre, es necesario establecer una serie de superficies de referencia, de las cuales, se prefiere la aplicación de sistemas de coordenadas elipsoidales, porque ellos se aproximan de forma bastante cercana a la superficie de la Tierra, y facilitan la separación de posiciones horizontales y verticales. Además, la naturaleza matemática de la superficie elipsoidal hace más conveniente su aplicación para operaciones matemáticas. Usualmente se utiliza un elipsoide rotacional que se asemeja lo mejor posible a la figura de la Tierra, que es achatado en los polos y es creado por la rotación de la elipse meridiana sobre su eje menor  $b$ . Los parámetros geométricos del elipsoide son:

Semi eje mayor  $a$  y aplastamiento  $f = \frac{a-b}{a}$

Las posiciones de puntos sobre la superficie terrestre quedan definidas a través de sus coordenadas geográficas elipsoidales (figura 4.7):

$\varphi$  latitud elipsoidal  
 $\lambda$  longitud elipsoidal  
 $h$  altura elipsoidal



**Figura 4.7:** Posicionamiento de un punto en la superficie terrestre a través de sus coordenadas elipsoidales.

La transformación entre coordenadas geográficas elipsoidales  $\varphi$ ,  $\lambda$ ,  $h$ , y coordenadas cartesianas  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$  es:

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} (\bar{N} + h) \cos\varphi \cos\lambda \\ (\bar{N} + h) \cos\varphi \sin\lambda \\ (1 - e^2)\bar{N} + h \end{pmatrix} \quad (4.9)$$

$\bar{N}$  es el radio de curvatura del vertical principal

El origen del elipsoide coincide con el centro de masas de la Tierra y las direcciones de los ejes se definen de forma tal que sean paralelos al ITRS.

En el ámbito regional es común utilizar elipsoides locales con parámetros definidos, de forma tal que, la distribución de las deflexiones conocidas de la vertical cumplió alguna condición mínima en el proceso de ajuste, entendiéndose por deflexión de la vertical al ángulo que existe entre la normal al elipsoide y la vertical del lugar (línea definida por la dirección de la plomada) en un punto P sobre la superficie terrestre. El conjunto de parámetros que describe la relación entre un particular elipsoide local y un sistema de referencia geodésico global se llama datum geodésico.

Un datum geodésico está definido por al menos cinco parámetros:

a semi eje mayor del elipsoide de referencia

f aplastamiento, y

$\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$  coordenadas del origen del elipsoide con respecto al geocentro

Para  $\Delta X = \Delta Y = \Delta Z = 0$  el datum geodésico es llamado datum absoluto, un ejemplo de esto es el Geodetic Reference System 1980 (GRS80), cuyos parámetros son los siguientes:

- $a=6378137$  m
- $f=1/298,2572$
- constante gravitacional de la Tierra  $GM=398600,5 \text{ km}^3\text{s}^{-2}$
- el factor dinámico de la Tierra  $J_2=0,00108263$
- velocidad angular de la Tierra  $\omega=7,292115 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$

Obviamente una ecuación de transformación de datums completa entre dos sistemas cartesianos requiere siete parámetros: 3 traslaciones  $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z$ , 3 rotaciones  $\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$  y un factor de escala m.

$$\begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_2 = \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{pmatrix}_{1,2} + (1 + m) \begin{pmatrix} 1 & \epsilon_z & -\epsilon_y \\ -\epsilon_z & 1 & \epsilon_x \\ \epsilon_y & -\epsilon_x & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}_1 \quad (4.10)$$

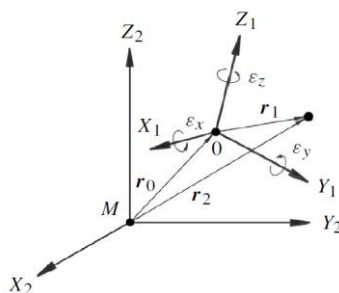


Figura 4.8: Transformación de datums entre dos sistemas cartesianos. Adaptado de Seeber (2003).

El número de parámetros de referencia aumenta a nueve cuando deben considerarse los parámetros del elipsoide. El número aumenta aún más cuando se permiten rotaciones o deformaciones específicas para partes de la red terrestre, y cuando la información de referencia

se deriva de las órbitas de los satélites. En este último caso, los coeficientes del potencial del campo de gravedad de la Tierra, así como algunas constantes fundamentales, como la rotación de la Tierra, la velocidad de la luz y la constante gravitacional geocéntrica, forman parte de la definición del dato. Un ejemplo del último grupo es el Sistema Geodésico Mundial WGS 84.

El sistema WGS84 fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos (DoD) en el año 1984. Este sistema fue usado para computar las efemérides de los satélites operacionales de los sistemas Transit, Doppler y GPS, razón por la cual este sistema se transformó en el principal sistema de referencia de coordenadas.

Los principales parámetros del WGS84 son:

Semi eje mayor  $a$  6378137m

Aplastamiento  $f$  1/298,257223563

Velocidad angular  $\omega$   $7,292115 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$

Constante Gravitacional Geocéntrica  $GM$   $398600,4418 \text{ km}^3 \text{ s}^{-2}$

2º armónico zonal  $\bar{C}_{2,0}$   $-484,16685 \times 10^{-6}$

El sistema de coordenadas WGS84 es un Sistema de Referencia Terrestre Convencional y sigue los criterios adoptados por las convenciones del IERS. El origen es el centro de masa de la Tierra incluyendo los océanos y la atmosfera. El eje Z está en la dirección del Polo de Referencia IERS (IRP), el eje X se genera al intersectar el Meridiano de Referencia IERS (IRM) y el plano que pasa a través del origen y es normal al eje Z. Por último el eje Y completa un sistema diestro de coordenadas ortogonales centrado y fijo en la Tierra (ECEF). Las definiciones del WGS84 actuales coinciden con el ITRF14 en el orden de los pocos centímetros, que para propósitos prácticos no resulta significativo.

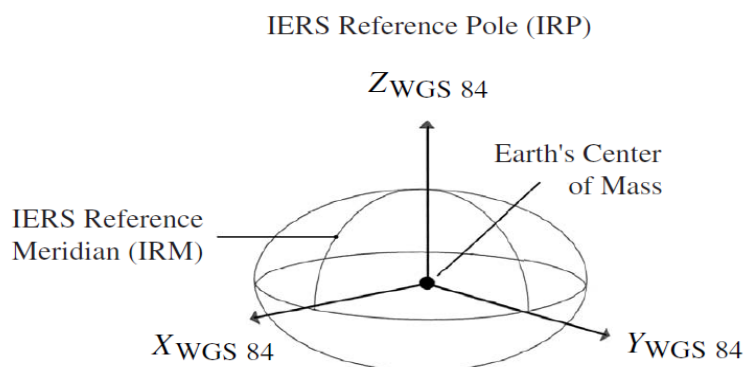


Figura 4.9: Sistema WGS84. Tomado de Seeber (2003).

## 4.6. ESCALAS DE TIEMPO

Una escala de tiempo es un sistema que permite asignar sin ambigüedad una coordenada temporal a cualquier evento. Esta coordenada se llama fecha. Una escala de tiempo es, por lo tanto, uno de los ejes de coordenadas de un marco de referencia espacio-tiempo (Guinot, 1995).

En geodesia espacial es necesario establecer tres grupos básicos de escalas de tiempo, debido a los diferentes procesos físicos y astronómicos que intervienen. Un grupo incluye sistemas de tiempo que permitan relacionar las observaciones en la Tierra con un marco de referencia fijo en el espacio, en función de la rotación terrestre, por ej. El Tiempo Universal (UT). Otro grupo que permita describir el movimiento de los cuerpos celestes, por ej. Tiempo Terrestre (TT), y un tercer grupo que pueda medir de forma precisa el tiempo de viaje de las señales, es decir temporizar mediciones relacionadas a fenómenos de la física nuclear, por ej. el Tiempo Atómico (TA).

La unidad de tiempo es el segundo, cuya definición fue establecida en la 13ª Conferencia del Comité Internacional de Pesos y Medidas llevada a cabo en París, en 1967, la cual expresa: “El segundo es la duración de 9192631770 periodos de la radiación correspondiente a la transición entre los dos niveles hiperfinos del estado base del átomo Cesio 133” (Seeber, 2003).

#### 4.6.1. TIEMPO SIDÉREO Y TIEMPO UNIVERSAL

Ambos tiempos están directamente relacionados a la rotación de la Tierra, por lo que se consideran escalas de tiempo equivalentes.

LAST= *Local hour angle of the true vernal equinox* (ángulo horario local del equinoccio vernal verdadero)

GAST= *Greenwich hour angle of the true vernal equinox* (ángulo horario de Greenwich del equinoccio vernal verdadero)

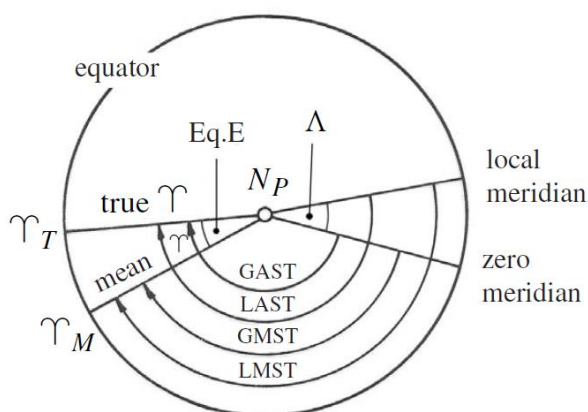


Figura 4.10: Tiempo Sidéreo. Tomado de Seeber (2003).

El equinoccio vernal está sujeto a la nutación en longitud. Removiendo el término de nutación, podemos obtener el Tiempo Sidéreo Medio Local (LMST) y el Tiempo Sidéreo Medio de Greenwich (GMST).

La diferencia entre los tiempos sidéreos aparentes y medios es llamada Ecuación de los equinoccios

$GMST - GAST = \Delta\psi \cos \epsilon$ , siendo  $\Delta\psi$  la nutación en longitud y  $\epsilon$  es la oblicuidad de la eclíptica. Para la longitud este  $\Lambda$  del meridiano local:

$$LMST - GMST = LAST - GAST = \Lambda$$

La unidad fundamental es el Día Sidéreo Medio, definido como el intervalo entre dos pasos consecutivos del equinoccio vernal medio a través del meridiano.

Para propósitos prácticos se requiere una escala de tiempo que corresponda al movimiento diurno aparente del Sol. Debido a que el ángulo horario del sol verdadero presenta grandes variaciones a lo largo del año producto de cambios en la declinación del Sol y la elipticidad de la órbita terrestre, es necesario introducir un Sol medio ficticio, que se mueve en el plano del ecuador con velocidad constante. Entonces podemos definir el Día Medio Solar como el intervalo entre dos sucesivos pasos del Sol medio ficticio a través del meridiano. El Tiempo Solar Medio se mide a través del ángulo horario del sol medio. El ángulo horario de Greenwich del Sol medio se llama Tiempo Universal (UT). Para propósitos prácticos el día empieza a la medianoche, por lo tanto:

$$UT = 12^h + \text{ángulo horario de Greenwich del sol medio}$$

La diferencia a lo largo del día para ambas definiciones es alrededor de 4 minutos, es decir

$$1 \text{ día sidéreo medio} = 1 \text{ día solar medio} - 3^m 55.^s 909$$

El tiempo universal crudo  $UT_0_B$ , que se obtiene de observaciones para una estación particular B, se sigue viendo afectado por influencias que dependen de la posición actual del polo verdadero. La reducción al polo terrestre convencional (CTP), provoca un cambio en longitud,  $\Delta\Lambda_p$ , y por lo tanto en tiempo. El tiempo Universal que se refiere al CTP se denomina:

$$UT_1 = UT_0_B + \Delta\Lambda_p$$

$UT_1$  es la escala de tiempo fundamental en astronomía geodésica y en geodesia satelital, porque define la orientación actual del sistema terrestre convencional con respecto al espacio, pero no es una escala uniforme porque contiene variaciones debido a la rotación terrestre.

La relación entre  $UT_1$  y GMST se puede expresar como:

$$GMST \text{ a las } 0^h UT_1 = 6^h 41^m 50.^s 54841 + 8640184.^s 812866 T_u + 0.^s 093104 T_u^2 - 6.^s 2 * 10^{-6} T_u^3$$

$T_u$  es el intervalo de tiempo de la época estándar

$$J2000.0 = 01.01.2000, 12^h UT_1,$$

Contado en siglos Julianos de 36525 días.

Para muchos propósitos es conveniente usar un conteo continuo de días en lugar del calendario civil para determinar los intervalos de tiempo. Una solución frecuentemente usada es el “día Juliano”. El número de día Juliano es el número de días transcurridos desde el mediodía del 1 de enero del año 4713 A.C. en Greenwich. La fecha juliana de un instante dado es el número de día juliano seguido de la fracción del día transcurrido desde el mediodía anterior. La fecha juliana modificada (MJD) es una versión abreviada de JD.

$$MJD = JD - 2400000.5$$

El medio día se resta para que el día comience a la medianoche, como es el caso del cálculo de la hora civil. El MJD ha sido recomendado por varios organismos internacionales como IAU

como un recuento de días decimales que es independiente del calendario civil. MJD generalmente se calcula en tiempo universal (UT). El número de día juliano modificado debe distinguirse del día del año (DOY). DOY se cuenta desde el comienzo del año respectivo. Entonces:

Para 2018:  $MJD = 58119 + DOY$

Para 2019:  $MJD = 58484 + DOY$

Para 2020:  $MJD = 58849 + DOY$

#### 4.6.2. TIEMPO ATÓMICO

La escala de Tiempo Atómico Internacional (TAI), se creó para cumplir con los requerimientos de una escala de tiempo uniforme y fácilmente accesible. La unidad de medida es el segundo, tal como se lo definió más arriba, ya que también es la unidad de tiempo del Sistema Internacional de Unidades (SI). Esta escala es mantenida por la Oficina Internacional de Pesos y Medidas (*Bureau International des Poids et Mesures*, BIPM), basada en los registros de un gran número de los más precisos relojes atómicos en varios laboratorios.

En la práctica, las escalas de tiempo atómico se derivan de grupos de estándares comerciales y de laboratorios equipados con relojes de cesio que generan intervalos de tiempo, basados en la definición del segundo de SI. Las lecturas se refieren a relojes inmóviles a nivel del mar. El TAI se calcula como la media ponderada de los relojes individuales (alrededor de 600 relojes) (<https://www.bipm.org>).

La época de TAI coincidió con la época de UT1, el 1 de enero de 1958. Debido a la desaceleración de la rotación de la Tierra (Seeber, 2003), la diferencia entre las escalas de tiempo está aumentando. Actualmente esa diferencia ronda los 33 s (TAI-UT1).

Para muchas aplicaciones, la navegación en particular, se requiere una escala de tiempo que proporcione tanto una unidad de tiempo altamente uniforme como la mejor adaptación posible a UT1 y, por lo tanto, a la rotación de la Tierra. Es por eso que, en 1972, se introdujo una escala de tiempo de convención, *Universal Time Coordinated* (UTC). UTC y TAI difieren en un número entero  $n$  de segundos.

$$UTC = TAI - n$$

Dependiendo de la fecha en que se quiera realizar el cálculo, el valor de  $n$  puede cambiar. Por lo tanto, la época de UTC se adapta a UT1 insertando o eliminando los llamados segundos intercalares (leap seconds). Estos 'leap seconds' se originan para ajustar el UTC al UT1, cuando la diferencia entre los dos sistemas, DUT1, llega a 0.9 s en valor absoluto.

$$|DUT1| = |UT1 - UTC| \leq 0.9s$$

Actualmente la diferencia entre TAI y UTC es de 33s.

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS), utiliza su propia escala de tiempo, denominada Tiempo GPS. Esta difiere de UTC en un número entero de segundos. Ambas escalas tienen épocas idénticas el 6 de enero de 1980. Debido a que el tiempo GPS no se incrementa en segundos intercalares, la diferencia entre el tiempo UTC y GPS está aumentando. Sin embargo,

el tiempo del GPS solo se deriva de los relojes atómicos que forman parte del sistema GPS. Por lo tanto, es una escala de tiempo atómica "libre" y puede mostrar ligeras diferencias en comparación con TAI. La relación entre la hora UTC y GPS se incluye en los boletines de tiempo de USNO (United States Naval Observatory) y el BIPM, y también se difunde en el "mensaje de satélite GPS". En la actualidad la diferencia entre el tiempo GPS y UTC es de 19 s (GPS-UTC).

La relación exacta entre ambos sistemas es:

$$\text{Tiempo GPS} - \text{UTC} = n \cdot s - C_0$$

Donde  $n$  es un número entero y el término de corrección  $C_0$  está en el orden de los nanosegundos.

#### 4.6.3. TIEMPO TERRESTRE, TIEMPO DE LA EFEMÉRIDES Y TIEMPO DINÁMICO

En los años 50 el *tiempo de las efemérides* (ET), fue introducido por la IAU, como una escala de tiempo teóricamente uniforme, para usarla con las efemérides. El *segundo de efemérides* fue definido como una cierta fracción del año tropical 1900, y por lo tanto era estrictamente uniforme. En la práctica el tiempo de las efemérides era obtenido de observaciones lunares, y depende de *una teoría* del sol y sistemas de constantes astronómicas.

En 1977, la IAU adoptó las llamadas escalas de tiempo dinámicas para cumplir con los requisitos que surgen para una formulación relativista del movimiento orbital. El tiempo dinámico baricéntrico (TDB) se definió como un argumento similar al tiempo para el baricentro del sistema solar, y el tiempo dinámico terrestre (TDT) se refirió a las efemérides geocéntricas.

En el concepto de relatividad general, un reloj que se mueve con la Tierra experimenta variaciones periódicas de hasta 1,6 milisegundos, causadas por el movimiento anual dentro del campo de gravedad del Sol. Sin embargo, este efecto no debe considerarse en el cálculo de las órbitas de satélites cercanos a la Tierra, porque los satélites se mueven junto con la Tierra. Esta es la razón por la cual el Tiempo Dinámico Terrestre (TDT) fue la escala de tiempo apropiada para los cálculos geocéntricos en la geodesia satelital. Otra ventaja es que, en comparación con el Tiempo Dinámico Baricéntrico (TDB), la TDT es independiente de varias formas de teorías relativistas (Seidelmann et al., 1992).

En 1991, la IAU definió nuevas escalas de tiempo en el marco de la teoría general de la relatividad para aclarar las relaciones entre las coordenadas espacio-temporales. En este concepto, una escala de tiempo se considera uno de los ejes de coordenadas de un marco de referencia espacio-tiempo (Guinot, 1995). Las nuevas escalas de tiempo son el Tiempo de coordenada baricéntrico (TCB), el Tiempo de coordenada geocéntrico (TCG) y el Tiempo terrestre (TT). Las fórmulas explícitas relacionadas con TDB, TDT, TCB y TCG se dan en Seidelmann et al. (1992, p. 42 y siguientes).

El Tiempo Terrestre (TT) es una nueva denominación para el TDT. La palabra "dinámico" se omite porque TT es una escala de tiempo idealizada que no está basada fuertemente en teorías de la dinámica. El TT es el tiempo de referencia para las efemérides geocéntricas y por lo tanto la escala de tiempo principal para el tratamiento relativista de órbitas de satélites cercanos a la Tierra.

$$dTT / dTCG = 1 - L_G$$

Donde,  $L_G = 6.969290134 \times 10^{-10}$  y se define como una constante.

$$TT \equiv TDT \equiv ET = TAI + 32.^s184$$

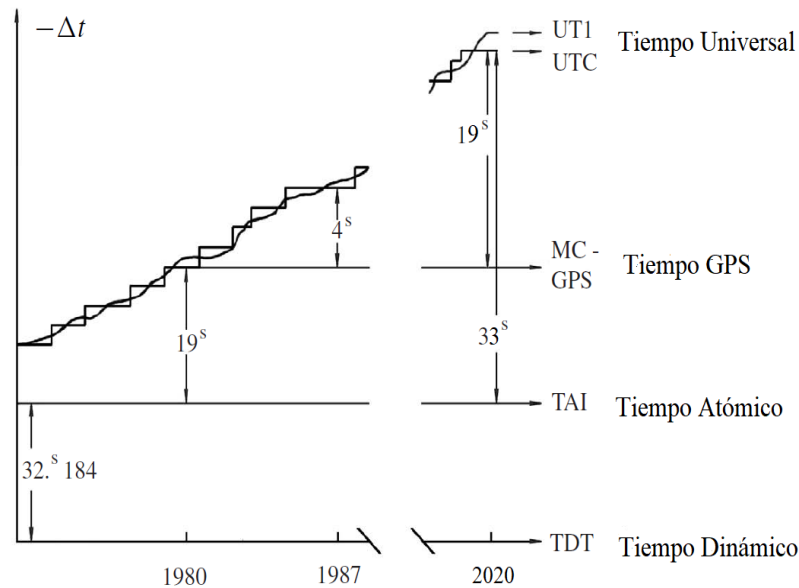


Figura 4.11: Escalas de tiempo en Geodesia Satelital. Adaptado de Seeber (2003).

## 4.7. EL SISTEMA GPS

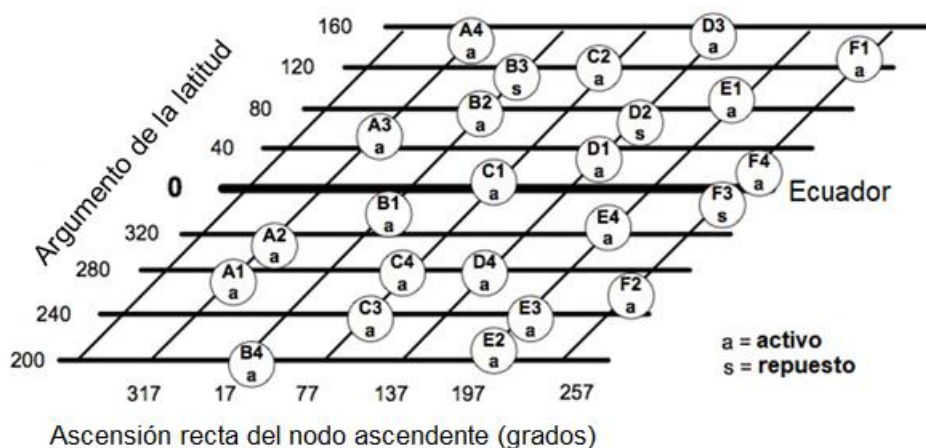
El NAVSTAR GPS (NAVigation System with Time And Ranging Global Positioning System) es un sistema de radionavegación satelital que proporciona a los usuarios que cuenten con equipamiento adecuado, durante las 24 hs. del día y bajo cualquier condición climática, coordenadas de posicionamiento tridimensional e información sobre navegación y tiempo (Seeber, 2003). Fue desarrollado por el JPO (Joint Program Office) dirigido por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos, desde el año 1973. En un primer momento el sistema fue diseñado con fines militares, pero luego el Congreso de los Estados Unidos, con la autorización del presidente, ordenó al Departamento de Defensa que promoviera su uso civil. Esto fue acelerado en gran medida por la producción de un receptor GPS sin código "portátil" para topografía geodésica que podía medir líneas de base cortas con precisión milimétrica y líneas de base largas a una parte por millón (ppm). El sistema quedó completamente operacional en el año 1995, siendo hasta el día de hoy una herramienta fundamental para la solución de problemas geodésicos. El sistema está compuesto por tres segmentos.

### 4.7.1. SEGMENTOS GPS

#### Segmento Espacial

El segmento espacial consiste en una constelación de aproximadamente 31 satélites que transmiten señales de radio a los usuarios. Los satélites están situados en orbitas circulares en

seis planos orbitales, con una inclinación orbital de 55°. La altura orbital es de alrededor 20200km y el periodo orbital es 12 horas de tiempo sidéreo.



**Figura 4.12:** Constelación de satélites GPS operacionales. Cada órbita tiene una inclinación de 55° respecto del Ecuador (Adaptado de Seeber, 2003).

El arreglo de los satélites en cada plano orbital se puede ver en la figura 4.12. La posición orbital de cada satélite en uno de los seis planos orbitales A a F se indica mediante su número de posición en el plano, también llamado slot. La separación en la ascensión recta  $\Omega$  entre dos planos orbitales es 60° (Seeber, 2003).

Varias generaciones de satélites fueron lanzadas, entre las que podemos nombrar:

**Bloque I:** Fueron fabricados 11 satélites pertenecientes al bloque I, por Rockwell Space Systems. El primer satélite fue lanzado en 1978, luego lo siguieron los otros 10, solo un satélite se perdió (NAVSTAR 7), debido a un lanzamiento insatisfactorio. Todos fueron lanzados usando como vehículo de lanzamiento cohetes Atlas.

**Bloque II:** Los satélites del bloque II sirvieron para dejar al sistema completamente operacional. También fueron fabricados por Rockwell Space Systems. Cada nave incluía dos señales de navegación en banda L a 1575,42 MHz (L1) y 1227,60 MHz (L2), además de 2 relojes de rubidio y 2 de cesio, así como sensores de detección de detonación nuclear. El primero fue lanzado en 1989 y el último en 1990.

**Bloque IIA:** Fueron versiones mejoradas del Bloque II. La A corresponde a versión “Avanzada”. El primero se lanzó en 1990 y el último en 1997.

**Bloque IIR:** Satélites de “Reemplazo”, fueron fabricados por Lockheed Martin. El primer lanzamiento satisfactorio fue en 1997, y fueron lanzados 20 satélites en total. Una parte de esos satélites incluía la banda S de búsqueda y rescate.

**Bloque IIR-M:** En septiembre de 2005 fue lanzado el primero de ocho satélites de este grupo. Fueron fabricado por Lockheed Martin y tienen como novedad el código militar M y el código de uso civil L2C. También se hicieron las primeras pruebas con el código L5.

Bloque IIF: La serie Bloque IIF son satélites "de seguimiento" desarrollados por Boeing. El primer vehículo espacial se lanzó en mayo de 2010 en un cohete Delta IV.

Bloque IIIA: Incorpora nuevas señales y transmisión a niveles de potencia más altos. En septiembre de 2016, la Fuerza Aérea otorgó a Lockheed Martin una opción de contrato para dos satélites Bloque IIIA más, estableciendo el número total de satélites GPS IIIA en diez. El 23 de diciembre de 2018, se lanzó el primer satélite GPS III a bordo de un SpaceX Falcon 9. El 22 de agosto de 2019, se lanzó el segundo satélite GPS III a bordo de un Delta IV.

### Segmento de Control

Los objetivos o misiones del segmento de control se pueden resumir en (Russel y Schaibly, 1980; Misra y Enge, 2001):

- Monitorear y controlar continuamente del sistema satelital
- Determinar el tiempo del sistema GPS
- Predecir las efemérides satelitales y el comportamiento de los relojes satelitales
- Actualizar periódicamente el mensaje de navegación para cada satélite en particular
- Ordenar maniobras para el mantenimiento de la órbita, la reubicación o sustitución de un satélite dañado.

El segmento de control está constituido por una estación master de control, estaciones de monitoreo, y antenas terrestres.

#### *Estación Master de Control*

Se encuentra en el *Consolidated Space Operations Center (CSOC)* en Schriever AFB (más comúnmente conocido como FALCON AFB), Colorado Springs, Colorado. El CSOC recopila los datos de seguimiento de las estaciones de monitoreo y calcula la órbita del satélite y los parámetros del reloj utilizando un estimador Kalman. Estos resultados se pasan a una de las antenas de tierra para su posterior carga a los satélites. El control del satélite y la operación del sistema también es responsabilidad de la estación maestra de control.

#### *Estaciones de Monitoreo*

En un principio existían cinco estaciones de monitoreo en la Isla Ascensión en el Océano Atlántico Sur, Diego García en el Océano Indico, Hawaii, Colorado Springs, y en la Isla Kwajalein en el Océano Pacífico Norte. Luego fue agregada la Estación Cabo Cañaveral en Florida. Todas las estaciones están equipadas con relojes atómicos precisos y receptores GPS midiendo continuamente pseudodistancias a todos los satélites visibles electrónicamente. Entre los años 2005 y 2006, se agregaron a las estaciones mencionadas anteriormente, con el fin de mejorar la observabilidad, la calidad de los datos y la estrategia de carga, las estaciones situadas en Washington DC (USNO), Austin (Texas), St. Louis (Missouri), Uruguay (Montevideo), Bahrain (Manama), Reino Unido (Hermitage), Ecuador (Quito), Australia (Adelaida), Alaska (Fairbanks), Tahití (Papeete), Sudáfrica (Pretoria), Corea del Sur (Osan), y Nueva Zelanda (Wellington). Actualmente las estaciones que se encuentran operacionalmente activas son las que se muestran en la figura 4.13.

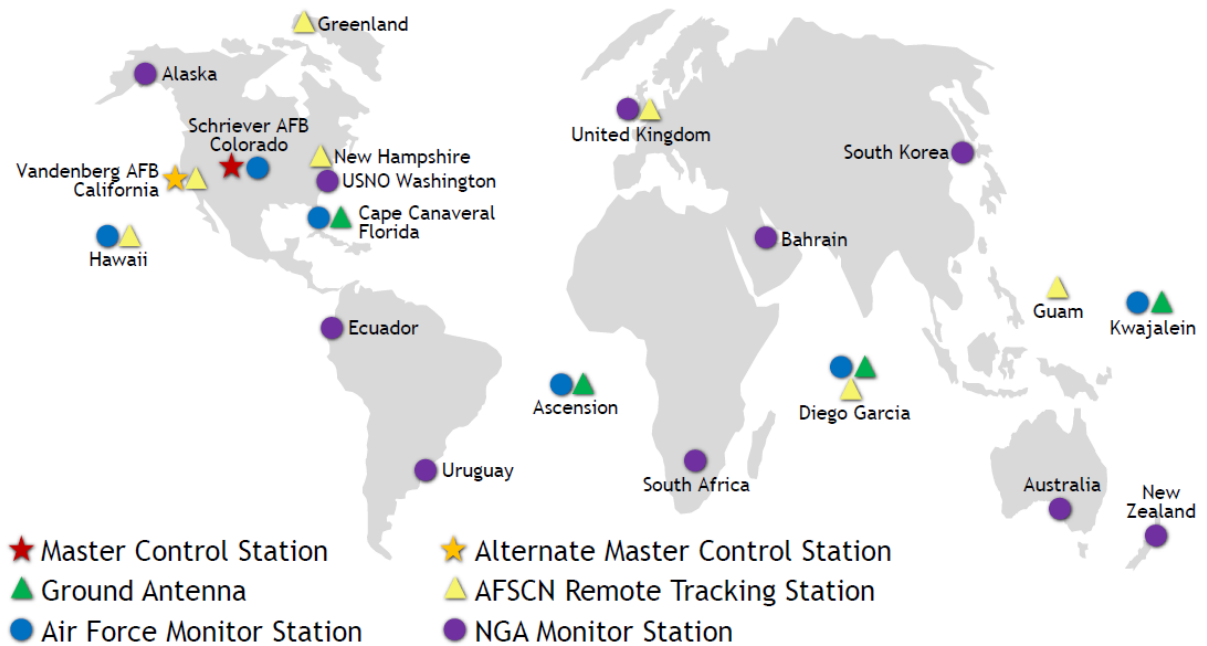


Figura 4.13: Estaciones de monitoreo GPS. Adaptado de <https://www.gps.gov/systems/gps/control>.

### Antenas Terrestres

Hay cuatro antenas terrestres, situadas en las mismas posiciones que las estaciones de monitoreo, Isla Ascensión, Diego García, Kwajalein y Cabo Cañaveral. Todas ellas están equipadas para transmitir datos y comandos a los satélites y para recibir datos de telemetría y medición de distancias de los satélites. Las efemérides satelitales y la información de reloj, calculadas en la estación master de control y recibida en las antenas terrestres, es cargada a cada satélite GPS, mediante la banda de radio S.

Resumidamente se podría explicar el funcionamiento de este segmento, diciendo que las estaciones de monitoreo reciben todas las señales satelitales, a partir de las cuales determinan las pseudodistancias a todos los satélites visibles, y transmiten los datos de distancias o *range* junto con los datos meteorológicos locales a través de un enlace de datos a la Estación de Control Maestro (MCS). A partir de estos datos, la MCS calcula previamente las efemérides satelitales y el comportamiento de los relojes satelitales y formula los datos de navegación (mensaje). Los datos del mensaje se transmiten a las antenas de tierra y se enlazan a través de la banda S a los satélites a la vista. Esto se puede ejemplificar mediante el siguiente esquema.

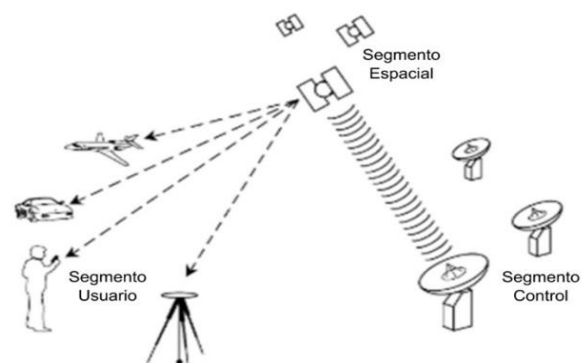


**Figura 4.14:** Esquema de funcionamiento del segmento de control en el sistema GPS.

#### Segmento de Usuarios

El segmento de usuarios incluye el equipo del personal militar y los civiles que reciben señales de GPS. El equipo de usuario militar de GPS se ha integrado en los cazas, bombarderos, petroleros, helicópteros, barcos, submarinos, tanques, jeeps y equipos de soldados. Además de las actividades básicas de navegación, las aplicaciones militares de GPS incluyen designación de objetivos, apoyo aéreo cercano, armas "inteligentes" y encuentros.

Con el aumento de la popularidad de los receptores GPS en los últimos años, la comunidad civil tiene su propio segmento de usuarios amplio y diverso. Los topógrafos utilizan el GPS para ahorrar tiempo en comparación con los métodos de relevamiento topográfico estándar. Los aviones y barcos utilizan el GPS para la navegación en ruta y para aproximaciones al aeropuerto o al puerto. Los sistemas de rastreo GPS se utilizan para enrutar y monitorear camionetas de reparto y vehículos de emergencia. En el método llamado agricultura de precisión, el GPS se utiliza para guiar con precisión la maquinaria agrícola dedicada al arado, la siembra, la fertilización y la cosecha. El GPS está disponible como ayuda para la navegación en el automóvil y es utilizado por excursionistas y cazadores. La mayoría de los teléfonos inteligentes cuentan con mapas GPS o aplicaciones de navegación. Debido a que el usuario del GPS no necesita comunicarse con el satélite, el GPS puede atender a un número ilimitado de usuarios.



**Figura 4.15:** Segmentos GPS.

#### 4.7.2. ESTRUCTURA DE LA SEÑAL GPS

Los tres tipos de señales usados en las observaciones GPS son las portadoras, los códigos y señales de datos. La Tabla 4.1 resume las principales características de los tipos de señales utilizadas en observaciones GPS

*Tabla 4.1: Componentes de la señal GPS (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).*

Reloj Atómico (Cs, Rb) frecuencia fundamental	10.23 MHz
L1	Link 1, frecuencia=1575420 MHz
L2	Link 2, frecuencia=1227600 MHz
L3	Link 3, frecuencia= 1381050 MHz
L4	Link 4, frecuencia=1379913 MHz
L5	Link 5, frecuencia=1176450 MHz
C/A	Código de adquisición rápida
P(Y)	Código de precisión, Y reemplaza a P en el modo anti-spoofing
M	Código Militar
L1C	Código Civil en L1
L2C	Código civil en L2; consiste en algunas combinaciones de C/A, L2CM, L2CL
L2CM	Código en L2C de longitud moderada
L2CL	Código en L2C de larga longitud
L5C	Código civil en L5; consiste en algunas combinaciones de L5I y L5Q
L5I	Código en L5 en fase
L5Q	Código en L5 de cuadrafase
NS	Códigos no estándar
Mensaje de Navegación	Frecuencia=50x10 <sup>-6</sup> MHz

El sistema GPS se basa en los datos transmitidos desde el satélite al usuario por medio de ondas electromagnéticas. Dichas ondas son generadas por una fuerza eléctrica oscilante (alterna). Todas las señales descritas anteriormente se originan en una frecuencia fundamental  $f_0 = 10.23 \text{ MHz}$ , que se deriva de estándares de frecuencia atómicos, generada por los osciladores a bordo de los satélites. Las portadoras (L1, L2), son moduladas con códigos PRN (ruido pseudo aleatorio, por sus siglas en inglés) y el mensaje de navegación. Se utilizan dos códigos PRN diferentes, el código-P (código de precisión) y el código C/A (código de adquisición rápida). El GPS emite diferentes códigos PRN para cada satélite. Generalmente el número de satélite coincide con el número PRN (SV01=PRN01).

Desde que el sistema GPS está completamente operacional, tres códigos son modulados en dos frecuencias portadoras (Hofmann-Wellenhof et al., 2008):

$$s_{L1}(t) = a_1 c_p(t) d(t) \cos(\omega_1 t) + a_2 \frac{c_C(t)}{A} d(t) \sin(\omega_1 t) \quad (4.11)$$

$$s_{L2}(t) = a_3 c_p(t) d(t) \cos(\omega_2 t)$$

Donde  $c_p(t)$ , denota el código de precisión,  $c_{\frac{C}{A}}$  es el código de adquisición rápida y  $d(t)$  corresponde al mensaje de navegación NAV. El factor  $a_i = \sqrt{2P_i}$  representa la energía de los componentes de la señal y  $\omega_i$  es la frecuencia circular de la respectiva portadora. El código C/A es modulado solamente en la frecuencia portadora L1, mientras que el código P es modulado en L1 y L2. Los tres códigos también son modulados por el mensaje de navegación NAV. El código C/A define el servicio de posicionamiento estándar y el código P el servicio de posicionamiento preciso.

### Portadoras de Fases L1 y L2

Ambas L1 y L2 son generadas por la multiplicación de la frecuencia fundamental por 154 y 120 respectivamente. Estas dos señales portadoras en la banda L son moduladas con los códigos y poseen una longitud de onda de aproximadamente 19 cm para L1 y 24,4 cm para L2. Las dos portadoras de fase son moduladas por el código P, en cambio C/A se modula en L1.

### Código C/A

El código de adquisición rápida C/A es un código PRN no clasificado, para uso civil. Tiene una frecuencia de 1.023 MHz, una duración de 1ms y una longitud de onda de 297m. El código C/A junto con el mensaje de navegación NAV, es modulado en la frecuencia portadora L1.

### Código P

El código P es un código no clasificado que se encuentra disponible públicamente y tiene la misma frecuencia que la frecuencia fundamental. La longitud de onda del código P es aprox. 30m y la duración es de una semana. El código encriptado W se usa para encriptar el código P con el código Y, llamado comúnmente P(Y). El código P(Y) que incluye el mensaje NAV es modulado en L1 y L2. La modulación de una secuencia de código cifrado en dos frecuencias portadoras permite aplicar técnicas sin código para la fase portadora e incluso mediciones de código.

### Mensaje de Navegación NAV

El mensaje de navegación contiene esencialmente información sobre el estado de salud del satélite, el reloj del satélite, la órbita del satélite y varios datos de corrección. Se encuentra estructurado en varios marcos; el primero contiene el número de la semana GPS, una predicción de la precisión de la distancia del usuario, indicadores del estado del satélite, una estimación del retraso del grupo de señales y tres coeficientes de un polinomio cuadrático para modelar la corrección del reloj del satélite.

En la segunda y tercera parte se encuentran las efemérides transmitidas del satélite. Los demás marcos contienen el resto de la información total enviada por el satélite, por ejemplo, información de la ionosfera, datos de almanaque (datos orbitales de baja precisión), etc.

La modernización del sistema GPS trajo nuevas frecuencias de portadoras y varios códigos modulados en las diferentes portadoras como se puede ver en la tabla anterior.

#### 4.7.2.1. PROCESAMIENTO DE LA SEÑAL

El objetivo del procesamiento de la señal por el receptor GPS es la recuperación de los componentes de la señal, incluida la reconstrucción de la onda portadora y la extracción de los códigos para las lecturas del reloj satelital y el mensaje de navegación. El principio se ilustra en la Fig. 4.16.

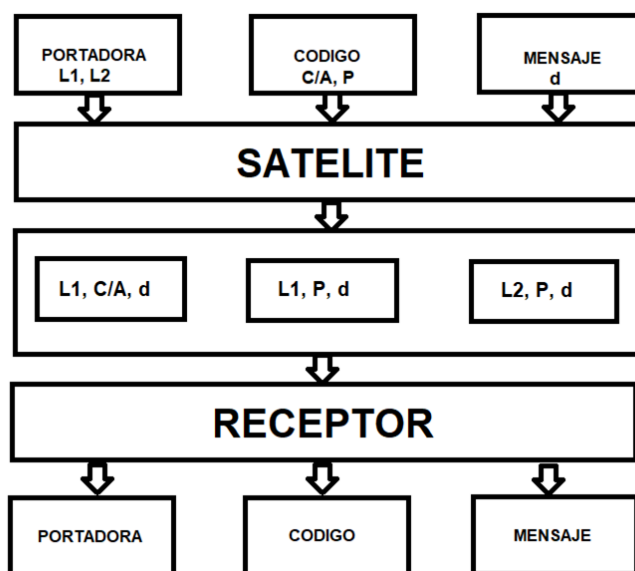


Figura 4.16: Esquema que representa el procesamiento de la señal GPS.

El sistema NAVSTAR GPS, es de alcance unidireccional, es decir las señales son enviadas desde los satélites a los receptores. El observable (medida) fundamental es la distancia o, mejor dicho, pseudodistancia, que existe entre el satélite y el receptor, y es proporcional al tiempo de viaje de la señal. Hablamos de pseudodistancia, debido a que no se puede asumir que los relojes situados en el satélite como en el receptor tienen la misma precisión, y aunque la tuvieran no se encuentran perfectamente sincronizados. Actualmente las mediciones de pseudodistancias se realizan en circuitos “tracking loop” o de seguimiento, mediante técnicas de correlación de código.

La técnica de correlación de código provee todos los componentes de la señal del satélite: la lectura del reloj del satélite, el mensaje de navegación, y las portadoras no moduladas. El inconveniente es que el procedimiento requiere el conocimiento del código PRN, por parte del receptor. La técnica de correlación se realiza en varios pasos. Primero, se genera una portadora de referencia en el receptor que luego se modula bifase con una réplica del código PRN conocido. Estos son códigos de ruido pseudoaleatorios que representan secuencias de valores binarios (ceros y unos, o +1 y -1) que parecen tener un carácter aleatorio, pero que pueden identificarse de manera inequívoca. Su propiedad más importante es un valor de autocorrelación bajo para todos los retrasos, excepto los que coinciden exactamente. Se utilizan dos códigos diferentes, el código P y el código C/A. P significa precisión o protección, y C/A significa adquisición rápida, traducido al castellano.

En un segundo paso, la señal de referencia resultante se correlaciona con la señal del satélite recibida. El cambio de fase necesario en las dos secuencias de códigos, resultante de la correlación, es una medida del tiempo de viaje de la señal entre las antenas de satélite y receptor.

#### 4.7.2.2. OBSERVABLES

Como se dijo anteriormente, lo que se observa o se mide con la técnica GPS, son pseudodistancias, derivadas de correlacionar la señal que ingresa al receptor desde el satélite y la señal generada por el receptor.

##### Pseudodistancias con código

Para poder determinar la pseudodistancia, mediante cualquiera de los dos códigos, el receptor necesita una copia de la secuencia del código. Esta secuencia de código se cambia de fase en el tiempo paso a paso, y se correlaciona con la señal de código recibida hasta que se alcanza la correlación máxima. El cambio de fase necesario en las dos secuencias de códigos es una medida del tiempo de viaje de la señal entre las antenas de satélite y receptor. Esta técnica se puede describir como observación de fase de código.

Como se demuestra en la ecuación (4.12), son necesarias, para conocer las coordenadas tridimensionales y el error de sincronización de relojes de un receptor GPS, al menos cuatro pseudodistancias observadas simultáneamente, además de las coordenadas y el tiempo de los satélites.

$$\rho = \sqrt{((X_S - X_R)^2 + (Y_S - Y_R)^2 + (Z_S - Z_R)^2)} + c \cdot dt_u \quad (4.12)$$

Donde

$\rho$  es la pseudodistancia entre el satélite y el receptor GPS

$X_S, Y_S, Z_S$ , son las coordenadas tridimensionales del satélite

$X_R, Y_R, Z_R$ , son las coordenadas tridimensionales del receptor

$dt_u$  es el error de sincronización de relojes entre el tiempo del sistema GPS y el reloj del receptor

$c$  es la velocidad de propagación de la señal

La precisión de una pseudodistancia derivada de las mediciones de código ha sido tradicionalmente alrededor del 1% de la longitud de onda. Por lo tanto, se logra una precisión de aproximadamente 3 m y 0.3 m con pseudodistancias de código C/A y código P, respectivamente.

##### Mediciones con fase

En el caso de la medición con fase, se tienen en cuenta la fase de la portadora recibida desde el satélite y la fase de referencia generada por el receptor.

$$\varphi_R^S(t) = \varphi^S(t) - \varphi_R(t) \quad (4.13)$$

Donde  $\varphi_R^S(t)$  es el pulso de fase,  $\varphi^S(t)$  es la fase recibida y  $\varphi_R(t)$  es la fase generada por el receptor.

Al encender un receptor en la época  $t_0$ , se mide la fase fraccional instantánea del pulso. Se desconoce el número entero inicial  $N$  de ciclos entre satélite y receptor. Sin embargo, cuando el seguimiento continúa sin pérdida de bloqueo, el número  $N$ , también llamado ambigüedad entera, permanece igual y la fase en la época  $t$  viene dada por:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta\varphi_R^S|_{t_0}^t + N \quad (4.14)$$

Donde  $\Delta\varphi_R^S$  representa la fracción medible de fase en la época  $t$ , aumentada por el número entero de ciclos desde la época inicial  $t_0$ . Desarrollando la ecuación anterior y reemplazando la cantidad negativa observada  $-\Delta\varphi_R^S$  por  $\Phi$ , la ecuación para las pseudodistancias de fase es:

$$\Phi = \frac{1}{\lambda} \rho + \frac{c}{\lambda} \Delta\delta + N \quad (4.15)$$

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda,  $\rho$  es la pseudodistancia entre el satélite en la época de emisión  $t$  y el receptor en la época de recepción  $t + \Delta t$ . La fase de la portadora puede ser medida con precisión milimétrica.

#### 4.7.3. ERRORES EN LA MEDICIÓN DE LA PSEUDODISTANCIA

Las pseudodistancias de código y de fase están afectadas por errores sistemáticos y ruido aleatorio. Las fuentes de error se pueden clasificar en tres grupos (Tabla 4.2) llamados: errores relacionados al satélite, errores relacionados al medio de propagación y errores relacionados al receptor.

*Tabla 4.2: Clasificación de las fuentes de error*

Fuente	Error
Satélite	Error de reloj
	Errores Orbitales
Propagación de la señal	Refracción Ionosférica
	Refracción Troposférica
Receptor	Variación del centro de fase de la antena
	Error del reloj
	Multipath

##### 4.7.3.1 ÓRBITAS Y RELOJES

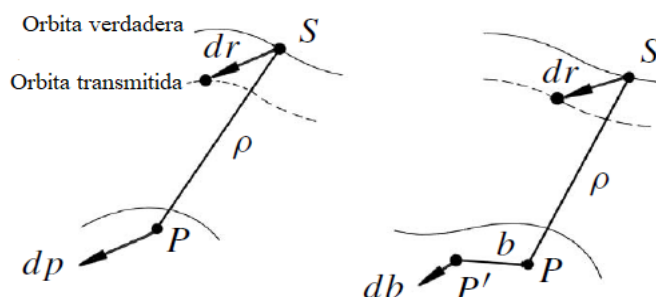
###### *Efemérides transmitidas y Relojes*

El error en las efemérides surge de las discrepancias entre las efemérides predichas disponibles para los usuarios y la posición actual del satélite en la órbita, debido a efectos que ejercen sobre las órbitas, fuerzas, tales como, presión de radiación solar, campo de gravedad de la Tierra y otros planetas, efectos de mareas, etc (Seeber, 2003).

En la figura 4.17 se puede observar que la componente radial del error orbital influye en la determinación de la pseudodistancia, y por lo tanto en la posición del receptor. Este error influye más el posicionamiento autónomo, pudiendo disminuirse en el posicionamiento diferencial.

Como regla general se tiene que para el efecto  $db$ , del error orbital  $dr$ , en la determinación de la línea base  $b$ :

$$\frac{db}{b} = \frac{dr}{\rho}$$



**Figura 4.17:** Izquierda: Efecto del error orbital en un posicionamiento puntual o absoluto. Derecha: Efecto del error orbital en la determinación de una línea base.

El error de la línea base,  $db$ , por lo tanto, depende principalmente de la relación entre la longitud de la línea base,  $b$ , y la pseudodistancia al satélite  $\rho$ .

El error de reloj en los satélites se origina en la falta de sincronización que tienen los mismos con respecto al tiempo GPS. Por ejemplo, un error de sincronización de  $1\mu\text{s}$  en el reloj del satélite, producirá un error de 300 m en la pseudodistancia. El desempeño de cada reloj es monitoreado por el segmento de Control. En términos del mensaje de navegación, los relojes satelitales se pueden mantener sincronizados entre 5 y 10 ns (Misra y Enge, 2001), lo que resulta suficiente para posicionamientos estándar. Para los requisitos de precisión más altos, los parámetros del reloj satelital se pueden estimar en el proceso de ajuste.

Los requisitos del reloj del receptor no son muy altos. El reloj del usuario en el receptor solo necesita ser lo suficientemente estable como para realizar las mediciones de pseudodistancias con código y fases. Un oscilador de cuarzo de calidad media suele ser suficiente. En la mayoría de los modelos de ajuste geodésico, los errores de reloj del receptor se eliminan por medio de las dobles diferencias de las observaciones de fase portadora.

#### Efemérides Precisas y Relojes, IGS

A diferencia de las efemérides transmitidas (vienen en el mensaje de navegación), a posterior se pueden determinar las llamadas efemérides precisas junto con parámetros de reloj, mediante observaciones de una red de estaciones GPS globalmente distribuidas. Esas estaciones se encuentran equipadas con receptores GPS de doble frecuencia, radiómetros de vapor de agua, relojes atómicos, entre otras cosas.

El formato de los datos se conoce usualmente como SP3 (Remondi, 1991; Hilla, 2002) y existen varias agencias que proveen este tipo de datos (por ej. IGS, JPL, etc.). Es importante resaltar que órbitas precisas y parámetros ajustados de reloj se usan generalmente en procesamiento de datos de redes GPS y son fundamentales para el procesamiento de datos en el modo PPP (Posicionamiento Puntual Preciso).

En el caso de JPL (Jet Propulsion Laboratory), que genera efemérides precisas y parámetros de reloj ajustados (Tabla 4.3), las órbitas finales se encuentran disponibles después de dos semanas aproximadamente y las rápidas al cabo de un día.

*Tabla 4.3: Productos JPL: Efemérides*

Producto	Latencia	Precisión RMS 3-D (cm)
Ultra-Rápidas	< 2 horas	5
Rápidas	1 día	3.5
Finales	< 14 días	2.5

La fuente más conocida para efemérides precisas y otros productos GPS, es el IGS (International GNSS Service). El IGS colecta, archiva y distribuye conjuntos de datos de observación GPS (también de las demás constelaciones) de más de 500 estaciones globalmente distribuidas. Los productos IGS consisten en (Tabla 4.4):

- Efemérides y relojes GPS
- Parámetros de Orientación de la Tierra
- Coordenadas geocéntricas de las estaciones y velocidades.

*Tabla 4.4: Productos IGS*

Tipo		Precisión	Latencia
Transmitidas	Órbitas	~100 cm	En tiempo real
	Reloj Sat.	~5 ns RMS	
Ultra-rápidas	Órbitas	~5 cm	En tiempo real
	Reloj Sat.	~3 ns RMS	
Ultra-Rápidas	Órbitas	~3 cm	3-9hs
	Reloj Sat.	~150 ps RMS	
Rápidas	Órbitas	~2.5 cm	17-41hs
	Reloj Sat. y Est.	~75 ps RMS	
Finales	Órbitas	~2.5 cm	12-18 días
	Reloj Sat. Y Est.	~75 ps RMS	

#### 4.7.3.2. PROPAGACIÓN DE LA SEÑAL

Las señales GPS, cuando se propagan desde los satélites a los receptores, están sujetas a los siguientes efectos (Seeber, 2003):

- Retraso de propagación en la Ionosfera
- Retraso de propagación en la Troposfera

#### *Efectos Ionosféricos*

La ionosfera es la capa de la atmósfera que se encuentra situada entre los 50 km y 1000 km sobre la superficie de la Tierra. El retraso en la propagación de la señal GPS, cuando atraviesa esta capa, depende del contenido de electrones en la misma y de la frecuencia utilizada por la señal. Los parámetros que influyen principalmente son la actividad solar y el campo

geomagnético. El resultado en la determinación de las pseudodistancias GPS puede variar de menor a 1m a mayor de 100m (Klobuchar, 1991, 1996).

Para mitigar este efecto en la señal GPS se utilizan observaciones de doble frecuencia que generan correcciones ionosféricas de 1º orden y 2º orden. El algoritmo más comúnmente utilizado es el llamado Combinación lineal libre de ionósfera, que combina observaciones en L1 y L2 (Leick, 1995; Hofmann-Wellenhof et al., 2001; Misra y Enge, 2001).

$$\Phi(L_0) = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} \Phi(L1) - \frac{f_1 f_2}{f_1^2 - f_2^2} \Phi(L2) \quad (4.16)$$

$$R_0 = \frac{f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} R_1 - \frac{f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} R_2 = 2.546R_1 - 1.546R_2 \quad (4.17)$$

Donde (4.16) y (4.17) son las ecuaciones libres de ionosfera para observaciones de fase portadora y de código, respectivamente. La frecuencia de cada una de las señales es  $f$ ,  $\Phi$  representa la fase y  $R$  son las distancias para L1 y L2.

La Tabla 4.5 detalla los máximos errores en distancia que pueden ser esperados para ambas frecuencias, y para la señal de doble frecuencia corregida, en la dirección vertical.

**Tabla 4.5:** Máximo error ionosférico vertical en la distancia [m] (Wübbena, 1991)

Frecuencia	Efecto de 1º Orden (1/f <sup>2</sup> )	Efecto de 2º Orden (1/f <sup>3</sup> )	Efecto de 3º Orden (1/f <sup>4</sup> )
L1	32.5	0.036	0.002
L2	53.5	0.076	0.007
L1/L2	0.0	0.026	0.006

### Efectos de retraso Troposférico

La troposfera es la capa de la Tierra en contacto con la superficie terrestre, de un espesor medio de 12 km. En ella ocurren los fenómenos meteorológicos tales como, vientos, lluvia, nieve. El efecto de retraso troposférico es crítico para el procesamiento mediante la técnica de Posicionamiento Puntual Preciso (PPP) y para líneas base, en particular en la componente en altura, debido a que los parámetros troposféricos solo están pobremente correlacionados en distancias muy grandes (Seeber, 2003). Debido a que el retraso troposférico es independiente de la frecuencia, es necesario el modelado correcto de esta capa de la atmósfera cercana a la superficie terrestre. Deben ser incluidos parámetros atmosféricos medios, datos de temperatura, presión y contenido de vapor de agua a lo largo del camino de viaje de la señal.

Por lo general, la influencia de la atmósfera neutra en las mediciones de ‘range’ a los satélites en el dominio de la radiofrecuencia se expresa mediante la separación del retraso total  $\Delta L$  en dos términos: la componente seca y la componente húmeda (Davis et al., 1985).

$$\Delta L(e) = \Delta L_h^z \cdot m f_h(e) + \Delta L_w^z \cdot m f_w(e) \quad (4.18)$$

En la ecuación (4.18) el retraso total  $\Delta L(e)$  con un ángulo de elevación  $e$ , está compuesto de una parte hidrostática (índice  $h$ ) y de una parte húmeda (índice  $w$ ). Cada uno de esos términos

es el producto del retraso cenital ( $\Delta L_h^z$  o  $\Delta L_w^z$ ) y de la correspondiente función de mapeo  $mf_h$  o  $mf_w$ .

La componente húmeda depende de la distribución de vapor de agua en la atmósfera, y por lo tanto es más difícil de modelar; sin embargo, solo comprende el 10% de la refracción total. El retraso total en la dirección del cenit llega a unos 2.3 m, e incrementa a unos 20 m en el horizonte (10° de elevación). La componente seca se puede describir con mayor precisión ( $\pm 1\%$ ), mediante los modelos disponibles. Existen diversos modelos cuyas funciones de mapeo ilustran el retardo de la señal como una función del ángulo de elevación; entre ellos podemos nombrar los modelos de Hopfield (1969), Saastamoinen (1972), para los retrasos cenitales secos y húmedos y varias funciones de mapeo de la troposfera como por ejemplo Niell (Collins et al., 1996; Leandro et al., 2006), GMF (Boehm et al., 2006a), VMF1 (Boehm et al., 2006b).

#### 4.7.3.3. EFECTOS RELATIVISTAS

Deben tenerse en cuenta la teoría de la relatividad especial y general, debido a que el marco de referencia (relativamente) en reposo se encuentra en el centro de la Tierra y se asocia un marco de referencia acelerado a cada satélite GNSS. Los efectos relativistas son relevantes para las órbitas de los satélites, la propagación de la señal del satélite, y los relojes del satélite y del receptor. Zhu y Groten (1988), establecen que tales efectos tienen una influencia de 0,001 ppm en el posicionamiento de puntos, si hablamos de órbitas de satélites y propagación de señales que afectan las frecuencias de los relojes en un orden de  $10^{-10}$ . Este término se cancela si se realiza un posicionamiento diferencial, pero causa un error sustancial en el posicionamiento de un solo receptor.

Los efectos relativistas en GNSS pueden ser divididos en dos categorías diferentes: retardos que afectan la trayectoria de la señal debido al potencial gravitacional terrestre (efecto Shapiro), y desviaciones de la frecuencia de reloj del satélite debido a efectos relativistas.

Ashby (2003) analiza ampliamente los principios y efectos relativistas que deben considerarse para la navegación basada en el espacio. Entre otros, los saltos de frecuencia derivados de los ajustes de la órbita se han identificado como efectos relativistas. Se mencionan varios efectos relativistas secundarios a nivel de unos pocos centímetros (que corresponde a 100 picosegundos de retraso): el retraso de propagación de la señal por efecto de Shapiro debido a la curvatura espacio-tiempo en una distancia geodésica, el efecto de otros cuerpos del sistema solar.

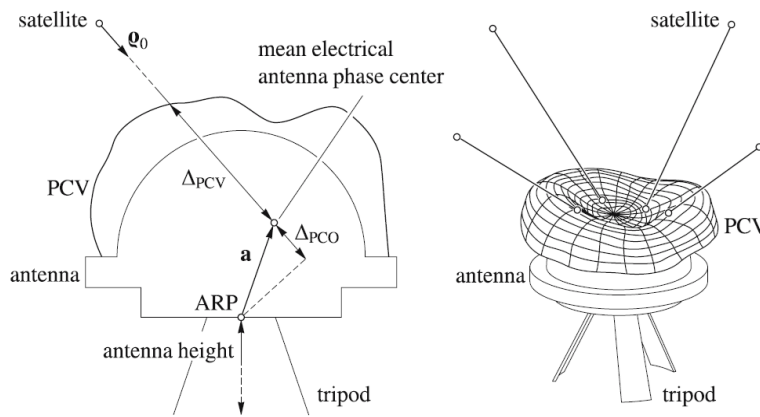
Además, el error de fase wind-up (a veces también denotado como wrap-up) es otro efecto secundario. El vector de campo eléctrico de la señal transmitida por satélite gira con una frecuencia angular. Suponiendo un receptor que gira rápidamente (con otra frecuencia angular), la frecuencia recibida se compone de las dos frecuencias angulares. Esto también se traduce en una acumulación de fase y, por lo tanto, se llama error de fase wind-up, que se encuentra desarrollado más abajo, ya que debe tenerse en cuenta en el posicionamiento PPP.

#### 4.7.3.4. VARIACIÓN Y DESPLAZAMIENTO DEL CENTRO DE FASE DE LA ANTENA

El centro de fase de las antenas es el punto al que se refiere la medición de la señal de radio y generalmente no es el mismo que el centro geométrico de la antena. Generalmente el centro geométrico en la antena es conocido como ARP (*Antenna Reference Point*). El IGS lo define como el punto intersección entre el eje de simetría vertical con la parte inferior de la antena.

Por otro lado, el centro eléctrico de fase de la antena varía con la elevación, el acimut y la intensidad de la señal del satélite y es diferente para L1 y L2. En otras palabras, cada señal entrante tiene su propio centro de fase eléctrico de la antena. Por lo tanto, se determina una posición media del centro de fase eléctrico de la antena, con el propósito de calibrar desplazamientos.

El desplazamiento del centro de fase de la antena (PCO, *Phase Center Offset*), define la diferencia entre el ARP y el centro eléctrico medio de fase de la antena. Usualmente el PCO se da en coordenadas tridimensionales del centro eléctrico de fase de la antena referido al ARP y debería ser provisto por el fabricante (figura 4.18). Como el PCO depende de la frecuencia, debe ser provisto para cada frecuencia de cada una de las portadoras de fase.



**Figura 4.18:** Centro de fase eléctrico y punto de referencia de la antena (ARP). Tomado de Hofmann-Wellenhof et al., (2008).

Comparando el centro eléctrico de fase de la antena de una medición individual con el centro eléctrico medio de fase de la antena vemos que el centro de fase de la antena varía con respecto a las señales de satélite entrantes. Esa variación se conoce como PCV (*Phase Center Variations*), es sistemática y puede ser investigada por series de pruebas donde las variaciones experimentadas ascienden a 1-2 cm en

horizontal y alcanzan hasta 10 cm en vertical (Mader, 1999). Sin embargo, es bastante difícil modelar la variación del centro de fase de la antena porque es diferente para cada antena y también para varios tipos. Geiger (1988) mostró las diferentes características de las antenas espirales cónicas, antenas microstrip, antenas dipolo y hélices. Como consecuencia, se propuso el cálculo directo de los efectos de la antena en las mediciones de distancia con respecto al acimut y la elevación.

La corrección total para el centro de fase de la antena para una medición de fase individual está compuesta por la influencia del PCO más el PCV. De la figura 4.18 se puede ver la influencia del PCO en la medición de fase, y puede ser obtenida como una proyección de  $a$  en el vector unitario  $\varrho_0$  entre el satélite y el receptor.

$$\Delta_{PCO} = a \cdot \varrho_0 \quad (4.19)$$

La influencia de PCV en las mediciones de fase, llamada  $\Delta_{PCV}$ , se obtiene mediante una función que depende del acimut  $\alpha$ , del ángulo cenital  $z$  del satélite y de frecuencia de la portadora  $f$ .

$$\Delta_{PCV} = \Delta_{PCV}(\alpha, z, f) \quad (4.20)$$

La corrección total de la medición de la pseudodistancia de fase debido a PCO y PCV es la combinación de los efectos  $\Delta_{PCO} + \Delta_{PCV}$ ; aplicando esta corrección total las pseudodistancias de fase se refieren al ARP.

Por otro lado, la fase portadora observada depende de la orientación de las antenas del transmisor y el receptor, así como de la dirección de la línea de visión. Wu et al. (1993) demuestran que el efecto no se cancela para las diferencias dobles y puede llegar a 1 parte en  $10^9$ .

#### 4.7.3.5. MULTIPATH

Este efecto se produce porque la señal emitida por el satélite llega al receptor por más de un camino. Es principalmente causado por la reflexión de la señal en superficies cercanas al receptor, lo que ocasiona que las señales recibidas tengan cambios relativos de fase y diferencias de fase que son proporcionales a las diferencias de longitudes de los caminos (figura 4.19). Para minimizar este efecto, es conveniente instalar las antenas de los receptores apartadas de superficies reflectantes.

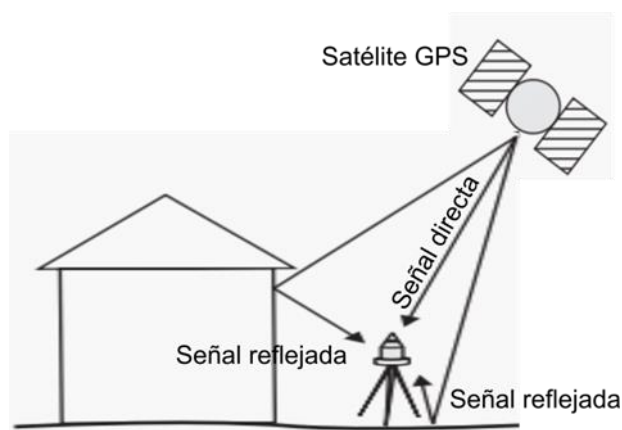


Figura 4.19: Señal reflejada captada por el receptor.

El efecto *multipath* puede ser estimado mediante el RMS (*Root Mean Square*) de la combinación lineal de  $L_1$  y  $L_2$  [Estey & Meertens 1999], como muestran las ecuaciones 4.21 y 4.22 para  $mp_1$  y  $mp_2$ , respectivamente.

$$mp_1 = P_1 \left( 1 + \frac{2}{\alpha - 1} \right) L_1 + \left( \frac{2}{\alpha - 1} \right) L_2 \quad (4.21)$$

$$mp_2 = P_2 \left( \frac{2\alpha}{\alpha - 1} \right) L_1 + \left( \frac{2\alpha}{\alpha - 1} - 1 \right) L_2 \quad (4.22)$$

Donde  $P$  es la pseudodistancia,  $L$  es la fase de la portadora,  $f_1$  y  $f_2$  corresponden a las frecuencias de  $L_1$  y  $L_2$ , respectivamente.

Cabe destacar que no existe un modelo general para determinar la influencia del efecto *multipath* en una medición, ya que depende del tiempo y la localización geométrica del sitio de medición (Hofmann-Wellenhof *et al.*, 2008).

#### 4.7.4. COMBINACIONES DE DATOS

Los observables GNSS se obtienen a partir de la información de medición de código o de la onda portadora en la señal transmitida del satélite. Suponiendo que dos portadoras se basan en las frecuencias respectivas  $f_1$  y  $f_2$  y un código modulado en cada una de las dos portadoras, uno podría medir los *ranges* de código  $R_1$ ,  $R_2$ , las fases de portadora  $\Phi_1$ ,  $\Phi_2$ , para una sola época, donde el subíndice indica la frecuencia respectiva. En general, el número de observables de un receptor GNSS puede diferir, por ejemplo, un receptor de frecuencia única entrega solo datos de una frecuencia; considerando un receptor que puede administrar tres portadoras y dos códigos, el número de observables aumenta en consecuencia.

##### 4.7.4.1. COMBINACIONES LINEALES DE PSEUDODISTANCIAS CON FASE

Suponiendo dos frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  y representando las correspondientes pseudodistancias con fase mediante  $\Phi_1$  y  $\Phi_2$ , la combinación lineal de dos pseudodistancias con fase está definida por:

$$\Phi = n_1 \Phi_1 + n_2 \Phi_2 \quad (4.23)$$

Donde  $n_1$  y  $n_2$  son números arbitrarios. Si sustituimos la igualdad  $\Phi_i = f_i t$  para las correspondientes frecuencias  $f_1$  y  $f_2$ , tenemos:

$$\Phi = n_1 f_1 t + n_2 f_2 t = f t \quad (4.24)$$

Por lo tanto,

$$f = n_1 f_1 + n_2 f_2 \quad (4.25)$$

Es la frecuencia, y

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (4.26)$$

$\lambda$  es la longitud de onda de la combinación lineal.

En comparación con el ruido de una sola fase, el nivel de ruido para la combinación lineal difiere por el factor  $\sqrt{n_1^2 + n_2^2}$ , el cual se deduce de la aplicación de la ley de propagación de errores y supone el mismo nivel de ruido para ambas fases.

##### *Combinaciones Lineales con números enteros*

Las combinaciones lineales no triviales más simples de dos pseudodistancias de fase  $\Phi_1$  y  $\Phi_2$  en la ecuación (4.23) son  $n_1 = n_2 = 1$ , dando como resultado:

$$\Phi_1 + \Phi_2,$$

Para  $n_1 = 1$ ,  $n_2 = -1$ , dejando la diferencia

$$\Phi_1 - \Phi_2$$

De acuerdo a la ecuación 4.25, el incremento en la frecuencia reduce (narrow) la longitud de onda y la disminución de la frecuencia aumenta (wide) la longitud de onda. En consecuencia, la combinación  $\Phi_1 + \Phi_2$ , se conoce como “narrow lane” y  $\Phi_1 - \Phi_2$  como “wide lane”. Las señales “lane” son usadas para la resolución de ambigüedades.

La ventaja de una combinación lineal con números enteros es que se preserva la naturaleza entera de las ambigüedades.

#### *Combinaciones lineales con números reales*

Una combinación lineal un poco más complicada resulta de tener,

$$n_1 = 1, \quad n_2 = -\frac{f_1}{f_2}$$

Dejando la combinación

$$\Phi_1 - \frac{f_1}{f_2} \Phi_2$$

Que se conoce frecuentemente como residual ionosférico. Esta cantidad se usa, por ejemplo, en el contexto de la detección de saltos de ciclo. El inconveniente de una combinación lineal con números reales es que generalmente se pierde la naturaleza entera de la ambigüedad.

#### 4.7.4.2. SUAVIZADO DE PSEUDODISTANCIAS CON CÓDIGO

El principio de suavizados de pseudodistancias con código por medio de pseudodistancias de fase es un tema importante en el posicionamiento a tiempo real preciso.

Asumiendo mediciones de doble frecuencia para la época  $t_1$ , se obtienen, las pseudodistancias  $R_1(t_1)$ ,  $R_2(t_1)$  y las pseudodistancias de las portadoras de fase  $\Phi_1(t_1)$  y  $\Phi_2(t_1)$ . Además, suponiendo que las pseudodistancias de código se escalan a ciclos (pero aún se denotan como  $R$ ) dividiéndolos por la longitud de onda portadora correspondiente. Hay que tener en cuenta que las pseudodistancias escaladas a ciclos a veces se denominan fases de código. Usando las dos frecuencias  $f_1$ ,  $f_2$ , la combinación,

$$R(t_1) = \frac{f_1 R_1(t_1) - f_2 R_2(t_1)}{f_1 - f_2} \quad (4.27)$$

se compone para las pseudodistancias de código y la señal wide lane,

$$\Phi(t_1) = \Phi_1(t_1) - \Phi_2(t_1) \quad (4.28)$$

para las pseudodistancias de portadora de fase. Ambas combinaciones se definen para cada época. Adicionalmente, para todas las épocas  $t_i$  después de  $t_1$ , valores extrapolados de  $R(t_i)_{ex}$  de las pseudodistancias de código pueden ser calculados como:

$$R(t_i)_{ex} = R(t_1) + (\Phi(t_i) - \Phi(t_1)) \quad (4.29)$$

El valor suavizado  $R(t_i)_{sm}$  se obtiene mediante la media aritmética

$$R(t_i)_{sm} = \frac{1}{2} [R(t_i) + R(t_i)_{ex}] \quad (4.30)$$

El algoritmo anterior supone que los datos están libres de errores graves. Sin embargo, los datos de la fase portadora son sensibles a los cambios en la ambigüedad de enteros (es decir, saltos de ciclo). Para sortear este problema, se da una variación del algoritmo. Usando las mismas notaciones que antes para una época  $t_i$ , la pseudodistancia del código suavizado se obtiene mediante la expresión siguiente (Hofmann-Wellenhof et al., 2008):

$$R(t_i)_{sm} = wR(t_i) + (1 - w)R(t_i)_{ex} \quad (4.31)$$

Donde  $w$  es un factor de ponderación tiempo dependiente. Para épocas consecutivas, el peso de las pseudodistancias del código se reduce continuamente y, por lo tanto, enfatiza la influencia de las fases portadoras.

Otro algoritmo de suavizado para pseudodistancias de código usa diferencias de fase  $\Delta\Phi(t_i, t_1)$ , obtenidas mediante desplazamientos Doppler integrados entre la época actual  $t_i$  y la época inicial  $t_1$  (referencia). Es importante tener en cuenta que los desplazamientos Doppler integrados son insensibles a los saltos de ciclo. A partir de cada pseudodistancia de código  $R(t_i)$  en la época  $t_i$ , una estimación de la pseudodistancia de código en la época  $t_1$  puede ser dada por:

$$R(t_1)_i = R(t_i) - \Delta\Phi(t_i, t_1) \quad (4.32)$$

Obteniendo una estimación consecutiva para cada época, la media aritmética  $R(t_1)_m$  de la pseudodistancia de código para  $n$  épocas se calcula mediante

$$R(t_1)_m = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R(t_1)_i \quad (4.33)$$

y la pseudodistancia de código suavizada para una época arbitraria resulta:

$$R(t_i)_{sm} = R(t_1)_m + \Delta\Phi(t_i, t_1) \quad (4.34)$$

La ventaja de este procedimiento radica en la reducción del ruido en la pseudodistancia de código inicial al promediar un número arbitrario  $n$  de pseudodistancias de código medidas.

#### 4.7.5. TIPOS DE POSICIONAMIENTO: MODELOS MATEMÁTICOS

##### 4.7.5.1. POSICIONAMIENTO PUNTUAL

###### *Posicionamiento Puntual con códigos*

###### Modelo de la pseudodistancia con código

La pseudodistancia con código en una época  $t$ , puede ser modelada como:

$$R_r^s(t) = \rho_r^s(t) + c\Delta\delta_r^s(t) \quad (4.35)$$

Donde,  $R_r^s(t)$  es la pseudodistancia medida con códigos entre el receptor en el sitio de observación r y el satélite s, el término  $\rho_r^s(t)$  es la distancia geométrica entre ambos puntos y c es la velocidad de la luz. El último término  $\Delta\delta_r^s(t)$  representa la combinación de los desplazamientos de los relojes del satélite y del receptor respecto del tiempo del sistema.

La distancia geométrica entre el satélite y el receptor se obtiene aplicando la siguiente fórmula:

$$\rho_r^s(t) = \sqrt{(X^s(t) - X_r)^2 + (Y^s(t) - Y_r)^2 + (Z^s(t) - Z_r)^2} \quad (4.36)$$

Donde  $X^s(t)$ ,  $Y^s(t)$ ,  $Z^s(t)$ , son las componentes del vector posición geocéntrico del satélite en una época t, y  $X_r$ ,  $Y_r$ ,  $Z_r$  son las coordenadas ECEF del receptor (estacionario). En la ecuación (4.36) podemos ver que tenemos cuatro incógnitas: las tres coordenadas del sitio y el error de reloj del satélite (si dejamos de lado el error de reloj del receptor). Es decir que tenemos más incógnitas que ecuaciones, por lo que una solución sería agregar más observaciones de satélites. Cada satélite adicional agrega una ecuación con las mismas tres coordenadas del sitio, pero con un nuevo error de reloj de satélite. Entonces seguiríamos teniendo más incógnitas que observaciones. Afortunadamente, la información de reloj de satélite es conocida con suficiente precisión y transmitida en el mensaje de navegación, por ejemplo, en forma de un polinomio de tres coeficientes  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  con un tiempo de referencia  $t_c$ . Por lo tanto, la ecuación

$$\delta^s(t) = a_0 + a_1(t - t_c) + a_2(t - t_c)^2 \quad (4.37)$$

permite el cálculo del error de reloj del satélite en una época t. También deberían tenerse en cuenta efectos relativísticos en el polinomio. Por lo tanto, la ecuación anterior se debe expresar como:

$$\delta^s(t) = a_0 + a_1(t - t_c) + a_2(t - t_c)^2 + \delta^{rel} \quad (4.38)$$

El término de error de reloj combinado  $\Delta\delta_r^s(t)$  puede ser dividido en dos partes:

$$\Delta\delta_r^s(t) = \delta_r(t) - \delta^s(t) \quad (4.39)$$

Donde la parte que corresponde al reloj del satélite es conocida y el término relacionado al error de reloj del receptor es desconocido. Sustituyendo la ecuación anterior en (4.35) y llevando el error de reloj del satélite al lado izquierdo de la ecuación, tenemos:

$$R_r^s(t) + c\delta^s(t) = \rho_r^s(t) + c\delta_r(t) \quad (4.40)$$

Donde se puede observar que del lado izquierdo de la ecuación tenemos cantidades observadas y conocidas y del lado derecho cantidades desconocidas.

#### Configuración Básica

La configuración básica está definida por la condición de que el número de observaciones debe ser igual o mayor al número de incógnitas. Llamamos  $n_s$  al número de satélites y  $n_t$  al número

de épocas. Para posicionamiento puntual estático, las tres coordenadas del sitio de observación y el error del reloj del receptor para cada época de observación son desconocidos. Entonces el número de incógnitas es  $3+n_t$  y la configuración básica queda definida por (Hofmann-Wellenhof et al., 2008):

$$n_s n_t \geq 3 + n_t,$$

que genera la relación explícita

$$n_t \geq \frac{3}{n_s - 1}$$

Entonces el número mínimo de satélites para tener una solución es  $n_s = 2$ , lo que lleva a  $n_t \geq 3$  épocas de observación. Para  $n_s = 4$ , la solución que se obtiene es  $n_t \geq 1$ . Esta solución muestra que en el posicionamiento absoluto GPS, las cuatro incógnitas en cualquier época son resueltas si el receptor tiene al menos cuatro satélites electrónicamente visibles, tanto para posicionamiento estático como cinemático. Este tipo de posicionamiento es de baja precisión, es decir aproximadamente 5 m en horizontal y 10 m en vertical para el posicionamiento de puntos cerca o sobre la superficie terrestre.

#### *Posicionamiento Puntual con Portadoras de fase*

##### *Modelo de pseudodistancias con fase*

El modelo matemático para obtener pseudodistancias mediante mediciones de portadoras de fase es el siguiente:

$$\Phi_r^s(t) = \frac{1}{\lambda^s} \rho_r^s(t) + N_r^s + \frac{c}{\lambda^s} \Delta\delta_r^s(t) \quad (4.41)$$

Donde  $\Phi_r^s(t)$  es la fase de la portadora medida expresada en ciclos,  $\lambda^s$  es la longitud de onda y  $\rho_r^s(t)$  es la distancia geométrica entre el satélite y el receptor.  $N_r^s$  es la ambigüedad y representa un número entero de ciclos,  $c$  es la velocidad de la luz y  $\Delta\delta_r^s(t)$  son los errores de reloj del satélite y el receptor combinados.

Insertando la ecuación (4.39) en la ecuación (4.41) se puede escribir:

$$\Phi_r^s(t) + f^s \delta^s(y) = \frac{1}{\lambda^s} \rho_r^s(t) + N_r^s + f^s \delta_r(t) \quad (4.42)$$

Donde la frecuencia de la portadora del satélite fue sustituida.

En este caso la configuración básica responde de la misma forma que en el caso anterior, es decir se requiere un mínimo de 4 satélites electrónicamente visibles para cualquier época de observación en el posicionamiento estático. Solamente en el caso cinemático se requiere una observación más a un satélite debido a problemas de deficiencia de rango en el modelo matemático.

#### 4.7.5.2. POSICIONAMIENTO RELATIVO

##### Conceptos Básicos

El posicionamiento relativo GNSS o GPS, es una técnica en donde se utilizan dos o más receptores observando en forma simultánea (figura 4.20). Un receptor es ubicado en un sitio de coordenadas conocidas y recibe el nombre de base o estación de referencia y el otro receptor se coloca en los sitios donde deseamos conocer las coordenadas, puede estar fijo o puede desplazarse y recibe el nombre de estación remota o rover. En otras palabras, el posicionamiento relativo tiene como objetivo la determinación del vector entre los dos puntos, que generalmente se conoce como línea base.

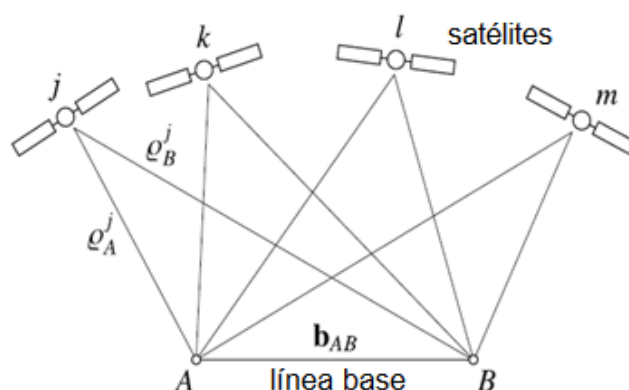


Figura 4.20: Principio de posicionamiento relativo.

Si observamos la figura 4.20 podemos apreciar que A es al punto de coordenadas conocidas, B es el punto incógnita y  $b_{AB}$  la línea base entre los dos puntos. Por lo tanto, relacionando los vectores posición correspondientes, tenemos:

$$X_B = X_A + b_{AB}$$

Y las componentes del vector de línea base son:

$$b_{AB} = \begin{bmatrix} X_B - X_A \\ Y_B - Y_A \\ Z_B - Z_A \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta X_{AB} \\ \Delta Y_{AB} \\ \Delta Z_{AB} \end{bmatrix}$$

El posicionamiento relativo al igual que el posicionamiento absoluto, puede ser realizado con mediciones de código y de fase. Siendo estas últimas las soluciones aplicadas ya que son por lejos más precisas. Como se dijo anteriormente el posicionamiento relativo requiere observaciones simultáneas en el punto base y el rover. De esta manera el tiempo de referencia (time tag) de la observación es el mismo, lo que da lugar a combinaciones lineales que permiten efectuar simples, dobles y triples diferencias de fase. La diferenciación se puede lograr básicamente de tres maneras diferentes: entre receptores, entre receptores y satélites, entre receptor, satélite y tiempo (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

## Diferencias de Fase

### Simple Diferencias

Acá debemos tener en cuenta la interacción de dos receptores con un satélite. Llamando A y B a los sitios donde están localizados los receptores y j al satélite, usando la ecuación (4.42), las ecuaciones de fase para los dos puntos son:

$$\Phi_A^j(t) + f^j \delta^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \varrho_A^j(t) + N_A^j + f^j \delta_A(t) \quad (4.43)$$

$$\Phi_B^j(t) + f^j \delta^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \varrho_B^j(t) + N_B^j + f^j \delta_B(t) \quad (4.44)$$

La diferencia de las dos ecuaciones es:

$$\Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} [\varrho_B^j(t) - \varrho_A^j(t)] + N_B^j - N_A^j + f^j [\delta_B(t) - \delta_A(t)] \quad (4.45)$$

La ecuación anterior se conoce como simple diferencia de fases. Si sustituimos las diferencias por:

$$N_{AB}^j = N_B^j - N_A^j$$

$$\delta_{AB}^j(t) = \delta_B(t) - \delta_A(t)$$

$$\Phi_{AB}^j(t) = \Phi_B^j(t) - \Phi_A^j(t)$$

$$\varrho_{AB}^j(t) = \varrho_B^j(t) - \varrho_A^j(t)$$

y sustituyendo en ecuación (4.45), tenemos:

$$\Phi_{AB}^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \varrho_{AB}^j(t) + N_{AB}^j + f^j \delta_{AB}^j(t), \quad (4.46)$$

que es la forma final de la ecuación de simples diferencias. Hay que notar que fue cancelado el error de reloj del satélite.

### Dobles Diferencias

Ahora debemos considerar los dos puntos A y B y los dos satélites j, k, y podemos formar dos simples diferencias, de acuerdo a la ecuación anterior:

$$\Phi_{AB}^j(t) = \frac{1}{\lambda^j} \varrho_{AB}^j(t) + N_{AB}^j + f^j \delta_{AB}^j(t) \quad (4.47)$$

$$\Phi_{AB}^k(t) = \frac{1}{\lambda^k} \varrho_{AB}^k(t) + N_{AB}^k + f^k \delta_{AB}^k(t) \quad (4.48)$$

Para obtener la doble diferencia, se deben restar las dos diferencias simples. Dos casos se deben considerar.

#### Caso 1

Asumiendo frecuencias iguales  $f = f^j = f^k$  para las señales de los satélites, y usando la notación corta, el resultado es:

$$\Phi_{AB}^{jk}(t) = \frac{1}{\lambda} \varrho_{AB}^{jk}(t) + N_{AB}^k \quad (4.49)$$

Donde  $\lambda = \lambda^j = \lambda^k$ . La eliminación del error de reloj del receptor es la principal razón del uso de las dobles diferencias de fase. Esta eliminación resulta de las suposiciones de observaciones simultáneas y frecuencias iguales de las señales de los satélites.

#### Caso 2

Obviamente en este caso se consideran las frecuencias diferentes, es decir  $f^j \neq f^k$ , siguiendo el mismo desarrollo que aplicamos anteriormente, obtenemos como ecuación final para este caso:

$$\Phi_{AB}^{jk}(t) = \varrho_{AB}^{jk}(t) + \lambda^k N_{AB}^{jk} + N_{AB}^j (\lambda^k - \lambda^j) \quad (4.50)$$

Esta ecuación difiere de la ecuación de dobles diferencias del primer caso en un término llamado “error de simples diferencias”  $b_{SD} = N_{AB}^j (\lambda^k - \lambda^j)$ . Existen diferentes procesos para calcular este error, desde procesos iterativos cuando las diferencias de las longitudes de onda son grandes, hasta mediciones con posicionamiento absoluto cuando las diferencias son pequeñas (Habrich et al., 1999; Han et al., 1999).

#### Triplas Diferencias

Hasta ahora solo se ha considerado una época  $t$ . Para eliminar las ambigüedades independientes del tiempo, Remondi (1984) ha sugerido diferenciar las dobles diferencias entre dos épocas. Se considera solo el caso  $f = f^j = f^k$ . Teniendo las dobles diferencias para dos épocas distintas  $t_1$  y  $t_2$

$$\Phi_{AB}^{jk}(t_1) = \frac{1}{\lambda} \varrho_{AB}^{jk}(t_1) + N_{AB}^k \quad (4.51)$$

$$\Phi_{AB}^{jk}(t_2) = \frac{1}{\lambda} \varrho_{AB}^{jk}(t_2) + N_{AB}^k \quad (4.52)$$

La triple diferencia, que es la diferencia de dos dobles diferencia de fase, se puede escribir como (forma corta):

$$\Phi_{AB}^{jk}(t_{12}) = \frac{1}{\lambda} \varrho_{AB}^{jk}(t_{12}) \quad (4.53)$$

Como se puede observar, con la aplicación de esta fórmula, se cancela el efecto de las ambigüedades, que elimina la necesidad de determinarlas. Este tipo de posicionamiento es el más preciso para posicionar puntos en la actualidad; su precisión en el orden de los pocos milímetros, hace que sea utilizado para materializar redes GPS de gran precisión a nivel global y regional.

#### 4.7.5.3. POSICIONAMIENTO PUNTUAL PRECISO (PPP)

Este tipo de posicionamiento consiste en utilizar un solo receptor para posicionar puntos (como en el posicionamiento puntual tradicional), pero con el uso de datos de órbitas y relojes precisos y observaciones de doble frecuencia de portadoras de fase (son mucho más precisas que los códigos, que también pueden ser usados), lo que hace que se puedan resolver ambigüedades, sin necesidad de estar operando dos receptores en forma simultánea por parte del usuario, obteniendo precisiones en el posicionamiento de puntos comparables a las del posicionamiento relativo.

El modelo matemático preferido es basado en una combinación libre de ionosfera de portadoras de fase y está dado por:

$$\frac{\lambda_1 \Phi_1 f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} - \frac{\lambda_2 \Phi_2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} = \rho + c\Delta\delta + \Delta^{Trop} + \frac{\lambda_1 N_1 f_1^2}{f_1^2 - f_2^2} - \frac{\lambda_2 N_2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (4.54)$$

Los parámetros desconocidos o incógnitas a ser determinados son: la posición del punto  $\rho$ , el error de reloj del receptor contenido en  $\Delta\delta$ , el retraso troposférico  $\Delta^{Trop}$  y las ambigüedades. Al igual que en el caso anterior PPP puede ser aplicado en modo estático y cinemático.

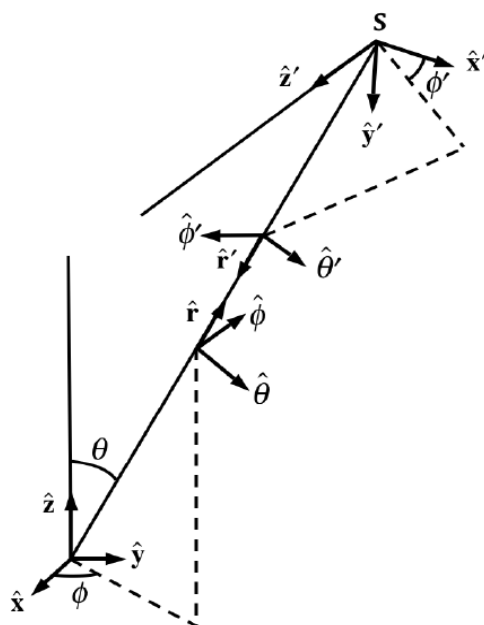
Para resolver las incógnitas mencionadas, se pueden aplicar diversos métodos como, por ejemplo, un ajuste secuencial de mínimos cuadrados (LSQ) (Deo et al., 2003) o un filtro de Kalman extendido (Grewal y Andrews, 2001). También para alcanzar precisiones milimétricas son necesarios algunos términos adicionales como, mareas de tierra sólida, carga oceánica, carga atmosférica, movimiento polar, efectos de orientación de la tierra, movimientos de corteza, etc (Kouba y Heroux, 2001).

#### Desplazamientos de la antena del satélite

El requisito de las correcciones basadas en satélites se origina en la separación entre el centro de masa del satélite GPS y el centro de fase de su antena. Debido a que los modelos de fuerza utilizados para el modelado de órbitas satelitales se refieren a su centro de masa, las coordenadas satelitales precisas IGS GPS y los productos de reloj también se refieren al centro de masa satelital, a diferencia de las órbitas emitidas en el mensaje de navegación GPS que se refieren al centro de fase de la antena satelital. Sin embargo, las mediciones se realizan en el centro de fase de la antena, por lo tanto, uno debe conocer las compensaciones del centro de fase del satélite y controlar la orientación del vector de desplazamiento en el espacio a medida que el satélite orbita la Tierra.

## Corrección de fase Wind-Up

Los satélites GPS transmiten ondas de radio polarizadas circularmente (RCP) y, por lo tanto, la fase portadora observada depende de la orientación mutua de las antenas de satélite y receptor. Una rotación del receptor o de la antena de satélite alrededor de su eje (vertical) cambiará la fase portadora a un ciclo (una longitud de onda), que corresponde a una revolución completa de la antena. Este efecto se llama "fase wind-up" (Wu et al., 1993). Una antena receptora, a menos que sea móvil, no gira alrededor de su eje vertical y está orientada hacia una dirección de acimut de referencia (generalmente hacia el norte). Sin embargo, las antenas satelitales experimentan rotaciones lentas (alrededor de ejes verticales) a medida que sus paneles solares se orientan hacia el Sol y **los cambios de geometría satelital de las estaciones**. Además, durante las temporadas de eclipses, los satélites también están sujetos a rotaciones rápidas, llamadas "mediodía" (cuando una línea recta, comenzando desde el Sol, cruza el satélite y luego el centro de la Tierra) y "vueltas de medianoche" (cuando la línea desde el Sol se cruza con el centro de la Tierra, luego el satélite), para reorientar sus paneles solares hacia el Sol. Esto puede representar rotaciones de antena de hasta una revolución en menos de 30 minutos. Durante tales turnos de mediodía o de medianoche, los datos de fase deben corregirse para este efecto (Bar-Sever, 1996), o simplemente editarse.



**Figura 4.21:** La figura ilustra el efecto geométrico en la fase, de acuerdo a la orientación relativa del transmisor respecto del receptor.

En función de entender este efecto en la fase (figura 4.21), consideramos una antena recibiendo una señal de una dirección fija en el espacio,  $\hat{r}$ , como se define en el marco de referencia  $[\hat{x} \hat{y} \hat{z}]$ . Definimos un segundo marco de referencia  $[\hat{x}' \hat{y}' \hat{z}']$ , fijo a la antena receptora de tal manera que los elementos de la antena están en el plano  $\hat{x}' - \hat{y}'$  y su orientación en la dirección  $\hat{z}'$ .

Teniendo que  $[\hat{x} \hat{y} \hat{z}]$  y  $[\hat{x}' \hat{y}' \hat{z}']$  son las coordenadas fijas del receptor y transmisor respectivamente, con  $\hat{z}$  y  $\hat{z}'$  en la dirección de la orientación de cada uno. Con  $\phi$  siendo el ángulo acimutal del transmisor como lo ve el receptor y  $\phi'$  el ángulo acimutal del receptor como

lo ve el transmisor. Además, hay que tener en cuenta que existe una fase acumulada solamente debido a la orientación relativa de la geometría  $\phi + \phi'$ . Por otro lado, se debe restar el ángulo desde  $\hat{\theta}'$  a  $\hat{\theta}$  medido en el sentido correcto desde la dirección  $\hat{r}'$ . Por lo tanto, la corrección total de fase es igual a:

$$\Delta\phi = \phi + \phi' - \arccos(\hat{\theta} \cdot \hat{\theta}') \quad (4.55)$$

Para ver el efecto del último término de la ecuación (4.55), consideramos la geometría de la figura 4.21. A medida que el transmisor cruza por encima del receptor,  $\phi$  cambiará abruptamente en  $\pi$ . Hay un cambio repentino similar en el término  $\arccos(\hat{\theta} \cdot \hat{\theta}')$  en una cantidad  $\pi$  que compensa la discontinuidad en  $\phi$  y, por lo tanto, el cambio de fase total es continuo.

La corrección de fase que se implementa es calculada con dipolos efectivos para las antenas. Se asume que la onda incidente está polarizada circularmente a la derecha. Sea  $\hat{k}$  un vector unitario que apunta desde el transmisor al receptor ( $\hat{k}$  reemplaza a  $\hat{r}'$ ). Siendo  $\hat{x}$  un vector unitario en la dirección del elemento dipolo en la antena receptora cuya señal se usa directamente;  $\hat{y}$  es el vector unitario a lo largo del otro dipolo cuya señal está atrasada  $90^\circ$ . Podemos definir un dipolo efectivo para el receptor mediante:

$$\vec{D} = \hat{x} - \hat{k}(\hat{k} \cdot \hat{x}) + \hat{k} \times \hat{y},$$

donde la diferencia de los primeros dos términos en la parte derecha es la proyección de  $\hat{x}$  en un plano normal a  $\hat{k}$ , y el último término es la proyección de  $\hat{y}$  en el mismo plano, rotada  $90^\circ$ .

Similarmente se puede definir un dipolo efectivo para el transmisor, a partir de:

$$\vec{D}' = \hat{x}' - \hat{k}(\hat{k} \cdot \hat{x}') + \hat{k} \times \hat{y}'$$

Donde la fase del dipolo en la dirección  $\hat{y}'$  es inferior a la de  $\hat{x}'$  en  $90^\circ$ .

Entonces la corrección de fase  $\Delta\Phi_{geo}$  se determina como:

$$\Delta\Phi_{geo} = 2N\pi + \Delta\phi$$

Donde N es un número entero y  $\Delta\phi$  es la parte fraccional de un ciclo, dada por:

$$\Delta\phi = \text{sign}(\chi) \arccos(\vec{D}' \cdot \vec{D})$$

Donde

$$\chi = \hat{k} \cdot (\vec{D}' \times \vec{D})$$

$$N = \text{nint} \left( \frac{\Delta\Phi'_{geo} - \Delta\phi}{2\pi} \right),$$

donde *nint* es la función entera más cercana y  $\Delta\Phi'_{geo}$  es el valor previo de corrección de fase.

## Mareas de Tierra Sólida

La Tierra "sólida" es de hecho lo suficientemente flexible como para responder a las mismas fuerzas gravitacionales que generan las mareas oceánicas. Los desplazamientos periódicos verticales y horizontales del sitio causados por las mareas están representados por armónicos esféricos de grado y orden (n, m) caracterizados por el número de Love hnm y el número de Shida lnm. Los valores efectivos de estos números dependen débilmente de la latitud de la estación y la frecuencia de las mareas (Wahr, 1981c) y deben tenerse en cuenta cuando se desea una precisión de 1 mm para determinar las posiciones de la estación (véase, por ejemplo, Convenciones IERS (Petit y Luzum, 2010)).

El vector desplazamiento debido a la marea de Tierra sólida de grado 2 se calcula usando la ecuación siguiente (Petit y Luzum, 2010):

$$\vec{\Delta r} = \frac{\sum_{j=2}^3 GM_j R_e^4}{GM_{\oplus} R_j^3} \left( h_2 \hat{r} \left( \frac{3(\hat{R}_j \cdot \hat{r})^2 - 1}{2} \right) + 3l_2 (\hat{R}_j \cdot \hat{r})(\hat{R}_j - (\hat{R}_j \cdot \hat{r})\hat{r}) \right) \quad (4.56)$$

Donde

$GM_j$ = Parámetro gravitacional para la luna (j=2) o el sol (j=3)

$GM_{\oplus}$ =Parámetro gravitacional para la Tierra.

$\hat{R}_j, R_j$ = Vector unitario desde el geocentro a la luna o el sol y la magnitud de ese vector.

$R_e$ = Radio ecuatorial de la Tierra.

$\hat{r}, r$ = Vector unitario desde el geocentro a la estación y la magnitud de ese vector.

$h_2$ = número de Love nominal de grado 2.

$l_2$ =número de Shida nominal de grado 2.

La corrección de marea puede alcanzar unos 30 cm en la dirección radial y 5 cm en la dirección horizontal. Consiste en un desplazamiento permanente cuya magnitud es dependiente de la latitud y una parte periódica con periodos predominantemente semidiurnos y diurnos de amplitudes cambiantes. La parte periódica se promedia en gran medida para el posicionamiento estático durante un periodo de 24 horas. También debe considerarse la distorsión de marea permanente. En otras palabras, la corrección completa que debe considerarse es aquella que incluye desplazamientos de mareas permanentes y periódicos.

## Mareas de Carga Oceánica

Esta sección se refiere a uno de los efectos secundarios de las mareas, es decir, la respuesta elástica de la corteza terrestre a las mareas oceánicas, que mueven los receptores hasta unos pocos centímetros. Tales efectos se denominan comúnmente carga oceánica.

Los desplazamientos tridimensionales de sitios debido a las mareas de carga oceánica se calculan en función de la siguiente ecuación (Petit y Luzum, 2010):

$$\Delta c = \sum_j A_{cj} \cos(\chi_j(t) - \phi_{cj}), \quad (4.57)$$

donde la sumatoria es llevada a cabo para un conjunto de constituyentes de marea. Las amplitudes  $A_{cj}$  y las fases  $\phi_{cj}$  describen la respuesta de carga para los sitios elegidos y  $\chi_j(t)$  es el argumento astronómico.

#### Marea del Polo

Además de los efectos de las mareas oceánicas, otro efecto secundario de las mareas es el desplazamiento de un receptor por la respuesta elástica de la corteza terrestre a los cambios en la orientación del eje de rotación. Se sabe que el eje de rotación describe un círculo de ~20 m de diámetro en el polo norte (Bertiger et al., 2020). Dependiendo de dónde el eje de giro perfora la corteza en el instante de una medición, el desplazamiento de la marea del polo diferirá. Este efecto debe incluirse si se desea una precisión centimétrica, especialmente para mediciones que abarcan una fracción apreciable de un año. La marea polar se implementa utilizando las ecuaciones de la Sección 7.1.4 (Petit y Luzum, 2010).

#### 4.7.6. FORMATO DE DATOS RINEX

Para resolver el problema de procesar simultáneamente datos de diferentes tipos de receptores GPS, mediante softwares de procesamiento científico, se creó un formato de datos común internacional para todos los receptores disponibles para los usuarios. Este formato se llama RINEX (Receiver Independant Exchange Format) y surgió debido a que cada receptor tenía su propio formato binario de salida de datos y era difícil procesar simultáneamente varios sitios con un mismo software. RINEX fue desarrollado en la Universidad de Berna (Suiza), y debido a que los principales programas de procesamiento de datos requieren datos RINEX como entrada, sirve como una interfaz general entre receptores y software de procesamiento de datos multipropósito.

Los observables GPS fundamentales definidos en el formato RINEX son: tiempo, pseudodistancias y fases. El tiempo de medición es el tiempo del receptor de recepción de la señal. Es el mismo para las mediciones de fase y de código y para todos los satélites observados en esa época. Esta expresado en tiempo GPS. La pseudodistancia es, como dijimos anteriormente, la distancia geométrica entre el satélite y el receptor, incluyendo los errores de reloj del satélite y el receptor y otras fuentes de error. La fase representa la medición de portadora de fase en L1 y L2.

El formato RINEX básico está compuesto por tres archivos ASCII:

- Archivo de Observación de Datos
- Archivos de Datos Meteorológicos
- Archivo de Mensaje de Navegación

Existen varias versiones de este tipo de formato, siendo las más comunes las versiones 2.10 y 2.11, la versión más actual es la 3.0 y está enfocada fundamentalmente en los datos MultiGNSS.

#### 4.7.7. SOFTWARE CIENTÍFICOS DE PROCESAMIENTO DE DATOS GPS

Los software de procesamiento de datos GPS científicos, generalmente son desarrollados por institutos científicos o universidades; se utilizan para el post-procesamiento de los observables con diferentes propósitos. Por lo general se requiere de un gran número de programas individuales y miles de líneas de código o scripts. Una de las ventajas de este tipo de softwares respecto de los comerciales, es que se pueden introducir muchos datos de entrada de diferentes tipos de receptores. Estos paquetes de programas sirven, entre otras cosas, para:

- uso estándar profesional (procesamiento de datos de pequeñas redes),
- uso profesional en mediciones de alta precisión (grandes redes),
- uso científico en investigación y educación,
- investigaciones científicas y análisis de datos (investigación geodinámica, análisis de redes de estaciones permanentes, determinaciones de órbitas, estimación de parámetros de troposfera)

Se puede dividir al conjunto de programas que comprenden estos softwares en tres grandes grupos:

- 1- Los programas o scripts que conforman el pre-procesamiento de los datos: El objetivo principal es el de darle un formato (del programa) uniforme a los datos de entrada.
- 2- Los programas que componen el procesamiento de los datos, donde se estiman los parámetros desconocidos, y,
- 3- Los programas que están incluidos en el post-procesamiento de datos. Entre sus objetivos podemos encontrar, combinación de sesiones, generación de gráficos, etc.

Actualmente los programas de acceso libre y gratuito más difundidos son GAMIT/GLOBK (Gnss At MIT/GLOBal Kalman filter), desarrollado por el MIT (Massachusetts Institute of Technology) y GipsyX-1.4 que es desarrollado por el JPL (Jet Propulsion Laboratory) y reemplaza al software GIPSY-OASIS (Gnss-Inferred Positioning SYstem and Orbit Analysis SIMulation Software). En cuanto a programas que no tienen acceso gratuito, podemos nombrar a BERNESE-5.2 desarrollado por la AIUB (Astronomical Institute of the University of Bern). Es importante destacar que en el caso de Gipsy, que es el software utilizado en este estudio, los observables básicos son datos de fase no diferenciados, en cambio en los otros dos (GAMIT/GLOBK y BERNESE) se utilizan las dobles diferencias de fase para la estimación.

##### GipsyX-1.4

GipsyX/RTGx es un nuevo conjunto de herramientas (programas) para investigación y operaciones geodésicas espaciales. Como se dijo anteriormente, es la nueva generación de software para posicionamiento, navegación, tiempo y ciencia de la Tierra, usando mediciones de tres técnicas geodésicas, Global Navigation Satellite Systems (GNSS), Satellite Laser Ranging (SLR), y Orbitografía Doppler y Radioposicionamiento Integrado por Satélite (DORIS); con Interferometría de bases muy largas (VLBI) se encuentra bajo desarrollo.

Los parámetros que se estiman incluyen: coordenadas tridimensionales de sitios y velocidades, órbitas y relojes satelitales, orientación de la Tierra, retrasos ionosféricos y troposféricos, marcos de referencia dinámicos, etc.

## Módulos

Se puede dividir el software en los siguientes módulos

- Edición de datos
- Integración de órbitas y Modelos de Fuerza
- Modelos de señal
- Modelos de Tierra
- Filtro, ajuste optimizado para el modelo linealizado en el tiempo
- Suavizado, ajuste optimizado para el modelo linealizado en todo momento

### *GDE Editor de datos*

En este primer módulo los datos GNSS deben ser editados debido a saltos de fase y outliers groseros. El programa para la edición se llama GDE, el cual puede implementar dos algoritmos distintos: turbo-edit (Blewit, 1990) y simples chequeos de continuidad de combinaciones lineales de datos de fase basadas en ajustes polinómicos de bajo grado.

### *Integración de Orbitas y Modelos de Fuerza*

Para modelar la ruta del satélite en la órbita sobre la Tierra, se implementan modelos de fuerza que incluyen fuerzas gravitacionales y de superficie. Los modelos de fuerza representados en GipsyX/RTGx incluyen el campo gravitatorio de la Tierra como una expansión en armónicos esféricos para grado y orden arbitrario, teniendo en cuenta la variabilidad en el tiempo de esos coeficientes, efectos gravitacionales de mareas de tierra sólida, mareas del polo, y mareas oceánicas, aceleración relativística general de primer orden y arrastre atmosférico (DTM-200; Bruinsma et al., 2003). Se utilizan modelos cónicos para eclipses solares por la luna y la tierra. Los modelos genéricos de albedo terrestre (Knocke, 1989; Knocke et al., 1988) y la presión de radiación solar (Milani et al., 1987) están disponibles a través de una interfaz de entrada de árbol flexible que permite la especificación de conjuntos arbitrarios de paneles junto con su orientación y propiedades reflectantes. Modelos más específicos pueden ser implementados, tales como modelos de presión de la radiación solar desarrollados por el JPL (Bar-Sever y Kuang, 2005; Sibthorpe et al., 2011).

### *Modelo de la señal*

El modelo de señal básico es el del tiempo de propagación desde el transmisor al receptor. Para mediciones de range GNSS registradas en el tiempo del receptor,  $\bar{t}_r$ , determinado por el reloj del receptor y transmitido en un tiempo  $\bar{t}_t$ , la distancia o range se modela como:

$$R = c(\bar{t}_r - \bar{t}_t) + d_{trop} + d_{iono} \quad (4.58)$$

Donde  $c$  es la velocidad de la luz,  $d_{trop}$  es el retraso debido a la troposfera y  $d_{iono}$  es el retraso debido a la ionosfera. Para muchas mediciones GNSS el retraso de primer orden de la ionosfera es eliminado por medio de la combinación de datos de doble frecuencia (Parkinson et al., 1996) y un modelo para efectos de mayor orden (Kedar et al, 2003). La troposfera se modela como

un retraso en el cenit más los gradientes. La diferencia en el tiempo de la recepción,  $\bar{t}_r$ , y en el tiempo de la transmisión,  $\bar{t}_t$ , en la ec (4.58) puede ser modelada como:

$$\begin{aligned}
 \tilde{t}_r - \tilde{t}_t &= \tilde{t}_r - \bar{t}_r \\
 &+ \bar{t}_r - t_r \\
 &+ t_r - t_t \\
 &+ t_t - \bar{t}_t \\
 &+ \bar{t}_t - \tilde{t}_t
 \end{aligned} \tag{4.59}$$

Donde  $\tilde{t}_r - \bar{t}_r$  es la diferencia entre el tiempo en el reloj del receptor y el tiempo propio es la diferencia entre el tiempo en el reloj del receptor y el tiempo correcto (si el reloj se hubiera leído sin errores) y  $\bar{t}_r - t_r$  es la diferencia entre el tiempo correcto y el tiempo coordinado (Efectos relativísticos generales). Las últimas dos líneas de la ecuación anterior contienen diferencias similares para el transmisor. El término del medio, la diferencia en tiempo coordinado,  $t_r - t_t$ , se modela como una distancia geodésica (relatividad general, siendo la única masa la masa puntual de la Tierra) entre los centros de fase transmisor y receptor.

El modelo para datos GNSS de fase es el mismo que para range, excepto por dos términos adicionales:

$$\phi = c(\bar{t}_r - \bar{t}_t) + d_{trop} + d_{iono} + \omega(t_r) + B_r^t \tag{4.60}$$

Donde  $\phi$  es la fase modelada,  $B_r^t$  es un sesgo de fase arbitrario entre el transmisor y el receptor y  $\omega(t_r)$  es el error de fase wind-up.

### *Modelos de Tierra*

Es necesario el modelado de la deformación de la corteza terrestre y de la orientación de la Tierra en el espacio inercial ya que las posiciones de los satélites están integradas en el espacio inercial. Lo dicho anteriormente es para transmisores o receptores asociados a la corteza terrestre. En GipsyX/RTGx se implementan los estándares del IERS 2010 (Petit y Luzum, 2010). Los parámetros de ajuste incluyen parámetros de orientación de la Tierra (EOP's), movimiento polar y ángulo horario (Petit y Luzum, 2010).

### *Filtro, Suavizado y Resolución de Ambigüedades*

Debido a que los parámetros que intervienen en la estimación varían en el tiempo (por ej., retraso cenital troposférico, errores de reloj del receptor y transmisor), se utiliza para el filtrado y suavizado de los datos un proceso de Markov de primer orden con un filtro de avance en el tiempo implementado como un filtro de información de raíz cuadrada (SRIF) (Bierman, 1977). Después de editar outliers con el suavizado, las ambigüedades enteras deben ser constreñidas para datos GNSS. Para la resolución de ambigüedades de un solo receptor (por ej. PPP) se sigue el procedimiento adoptado en (Bertiger et al, 2010c) extendido a multiGNSS, aplicando constreñimientos para simples diferencias. Para múltiples receptores GNSS se pueden resolver

ambigüedades enteras con dobles diferencias de fase, siguiendo el procedimiento de (Blewitt, 1989a), extendido a multi-GNSS para constreñir las ambigüedades de fase de doble diferencia, así como agregar restricciones de un receptor único cuando se dispone de información externa apropiada.

### Aplicaciones y Precisión

El software se aplica en diversos estudios, entre los que podemos nombrar:

- Posicionamiento terrestre para investigaciones geofísicas:
  - Deformación de la Tierra, tectónica de placas (Simons et al., 2011).
  - Redes GNSS (Bertiger et al., 2010a).
  - Ajuste Glacial Isostático (GIA) (King y Santamaria-Gomez, 2016).
  - Estudios climáticos a través de la observación de la troposfera y la ionosfera (Savchuk y Koptar, 2018).
  - Marcos de referencia y parámetros de rotación de la Tierra (Bertiger et al., 2010c).
- Posicionamiento de Aviones (Hensley et al., 2008)
- Determinación de Órbitas precisas (Lambin et al. 2010; Bertiger et al., 2010b)

### Precisión en la determinación de Relojes y Órbitas GNSS Post-Procesadas

#### Productos JPL Operacionales GPS Post-Procesados

El JPL distribuye a la comunidad geodésica dos tipos de productos GPS con diferentes niveles de latencia, exactitud y precisión, pero todos basados en filtrado y suavizado de datos de seguimiento terrestre en post-proceso. Esos productos reciben el nombre de “Rápidos” y “Finales”. Además, se distribuyen los productos “Ultra-rápidos”. Cada “set” de productos contiene archivos con estimaciones de órbitas, estimaciones de reloj del transmisor, información de altura del satélite, Parámetros de rotación de la tierra (ERP) e información de sesgos de fase widelane, y los parámetros de transformación necesarios para pasar del marco del día al ITRF (véase tabla 4.3).

#### Soluciones de Órbitas y relojes GNSS a tiempo real, Correcciones Diferenciales GNSS

RTGx se llama a la configuración del software a tiempo real, e incluye una serie de filtros de determinación de órbitas para varias constelaciones GNSS (GPS, GLONASS, BDS, GALILEO). La precisión es típicamente medida en términos de URE (User Range Error), ecuación 4.61, donde  $h$  es el error radial de la órbita,  $c$  es el error de trayectoria transversal,  $l$  es el error de trayectoria longitudinal y  $clk$  es el error de reloj:

$$URE = \sqrt{(h - clk)^2 + \frac{l^2 + c^2}{50}} \quad (4.61)$$

El URE relativo a tiempo real para soluciones post-procesadas es típicamente 5 cm RMS.

#### Posicionamiento Puntual Preciso con GNSS

##### Materialización del marco de referencia terrestre con PPP

Bertiger et al. (2020) demostraron que la implementación IGS del actual marco de referencia ITRF2014 puede ser materializada con 24 horas de datos GPS con una precisión de 2 mm en la componente horizontal y 6,5 mm en la vertical, procesando 59 estaciones, bien distribuidas geográficamente.

##### Posicionamiento Cinemático

Las aplicaciones, entre muchas, incluyen por ejemplo el radar de apertura sintética (SAR) de aviones, boyas flotantes oceánicas utilizadas para determinar la altura de la superficie del mar, la deformación cosísmica y el movimiento de la capa de hielo, ver (Hensley et al., 2008; Bonnefond et al., 2003; Born et al., 1994; Simons et al., 2011; Doake et al., 2002). Bertiger et al. (2020) computaron en modo cinemático las posiciones de 45 sitios y calcularon las diferencias RMS con posiciones en el marco de referencia ITRF2014. Obtuvieron 5-6 mm RMS en la horizontal y 15 mm en la componente de altura.

# CAPÍTULO 5

Desplazamientos de marea de Tierra sólida y de Carga Oceánica mediante observaciones GPS.

---

## 5.1 INTRODUCCIÓN

---

El GPS ha sido usado desde el año 2000 para validar tanto modelos EBT (Ito et al., 2009) como predicciones de desplazamientos OTL (y por lo tanto diferentes modelos de mareas oceánicas). Para ello existen dos enfoques diferentes de análisis de los datos GPS. El primero, consiste en introducir parámetros de desplazamientos armónicos adicionales en las soluciones GPS como parte de un procesamiento en modo estático (típicamente diario), conocido como *estimación armónica de parámetros* (Schenewerk et al., 2001), (Allinson et al., 2004). En segundo lugar, la estimación postprocesada de amplitudes y fases a partir del análisis armónico de series temporales de coordenadas con alta resolución temporal (típicamente más fina que 2h), denominada *enfoque cinemático* (Khan y Tscherning, 2001), (Khan y Scherneck, 2003). Este último concepto es el que se utiliza en la presente tesis y ha sido aplicado en diversos estudios alrededor del mundo. Ito et al. (2009) encontraron que las relaciones de amplitud promedio entre observaciones de desplazamientos de marea GPS y un modelo de marea Terrestre (incluyendo OTL y EBT) en todo Japón, fueron superiores a 1, lo que indica una concordancia entre las observaciones con modelos de Tierra inelásticos. Para Europa occidental, Bos et al. (2015) mostraron que existen grandes discrepancias entre los desplazamientos de OTL modelados y observados por GPS, que surgen al ignorar la dispersión anelástica en la astenósfera que ocurre cuando las constantes elásticas del modelo de la Tierra se modifican para ser aplicables en períodos de marea. Martens et al. (2016) observaron coherencia espacial entre los desplazamientos residuales de OTL para M2 en América del Sur, postulando deficiencias entre los modelos a priori SNREI.

El objetivo de este capítulo es obtener desplazamientos en las tres componentes de coordenadas para los seis principales constituyentes de mareas diurnas y semidiurnas, mediante la técnica GPS PPP Cinemático. Para ello se seleccionaron varios sitios distribuidos en Argentina, con el fin de evaluar los valores de amplitud residual obtenidos y validar la precisión de modelos de marea de Tierra sólida y marea de carga oceánica en los respectivos sitios. Adicionalmente se investiga la precisión con la que el posicionamiento PPP GPS cinemático puede ser usado para estimar desplazamientos de marea, sin la necesidad de comparaciones con modelos geofísicos imperfectos, sino por medio de desplazamientos periódicos controlados de entrada.

## 5.2 METODOLOGÍA Y CONCEPTOS CLAVES DEL PPP CINEMÁTICO GPS

---

Los desplazamientos de marea (EBT + OTL) se pueden determinar a través del posicionamiento GPS mediante de la fórmula (McCarthy and Petit, 2004):

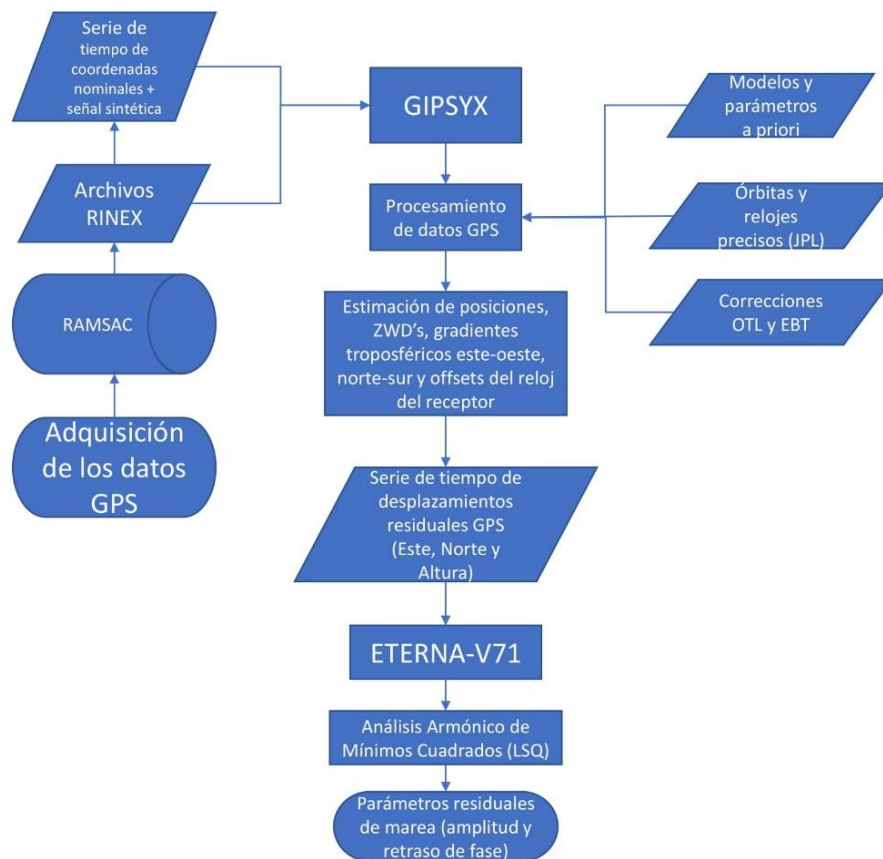
$$\Delta C_k = \sum_{i=1}^{\infty} A_{k,i} \cos(\omega_i t + \chi_i(t_0) - \varphi_{k,i}) \quad (5.1)$$

Donde:

$\Delta C_k$ : Es el desplazamiento de marea por componente de coordenada Este, Norte, Altura.  
 $A_{k,i}$ ,  $\varphi_{k,i}$ : son la amplitud y el retraso de fase de Greenwich, por componente y constituyente.  
 $\omega_i$ : es la frecuencia angular de los constituyentes.  
 $\chi_i(t_0)$ : es el argumento astronómico de los constituyentes en un tiempo de referencia  $t_0$ .

Esta ecuación (5.1) representa la expansión armónica del potencial de marea, que teóricamente comprende un número infinito de constituyentes de marea. Lo que implica que, si la serie de tiempo tiene una longitud y resolución temporal alta, es posible con el análisis armónico determinar las amplitudes y retrasos de fase de los constituyentes del desplazamiento de la marea. En adición, los constituyentes dominantes M2, S2, K1, O1, K2 y N2, pueden, según el criterio de Rayleigh, ser identificados con al menos un año de datos (Pug y Woodworth, 2014).

La figura 5.1 muestra el diagrama de flujo del procesamiento de las series temporales GPS realizado en este estudio para el análisis de marea. Los datos utilizados fueron extraídos de estaciones GPS seleccionadas pertenecientes a la red RAMSAC (Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo) (Piñón et al., 2018), figura 5.2, cuya información en formato RINEX es de libre acceso a través de la página web del Instituto Geográfico Nacional (<https://www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac>, último acceso 15 de julio 2020). El procesamiento de las series temporales GPS para obtener las coordenadas de las estaciones fue realizado en el paquete GipsyX, mientras que el análisis armónico de las residuales GPS se llevó a cabo en el paquete de software ETERNA. Más detalles de las distintas etapas del procesamiento se describen en párrafos subsiguientes.



**Figura 5.1:** Diagrama de flujo del procesamiento de los datos GPS para la obtención de parámetros de marea.

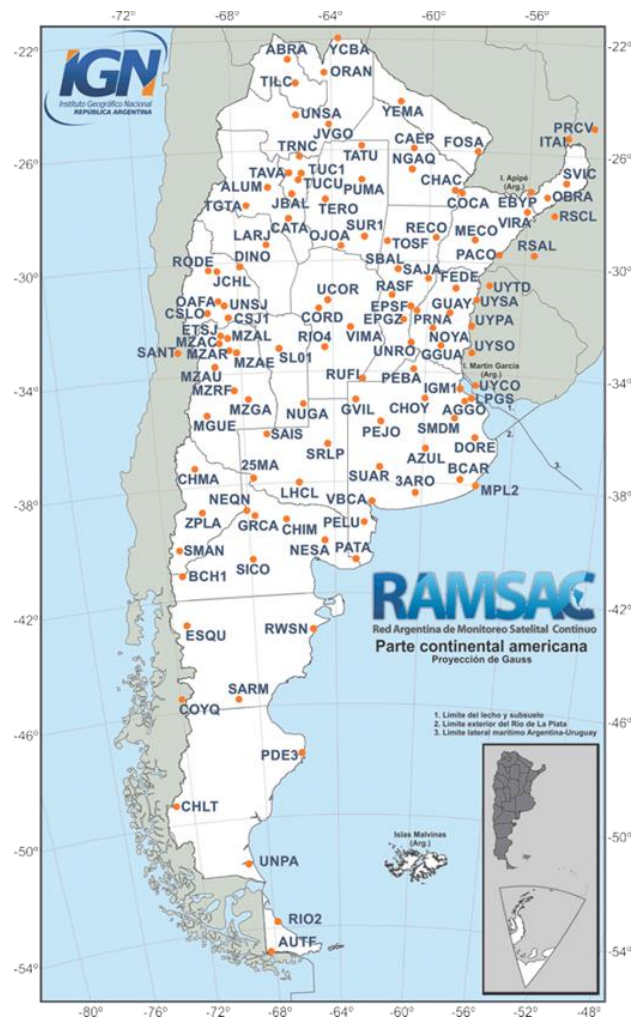


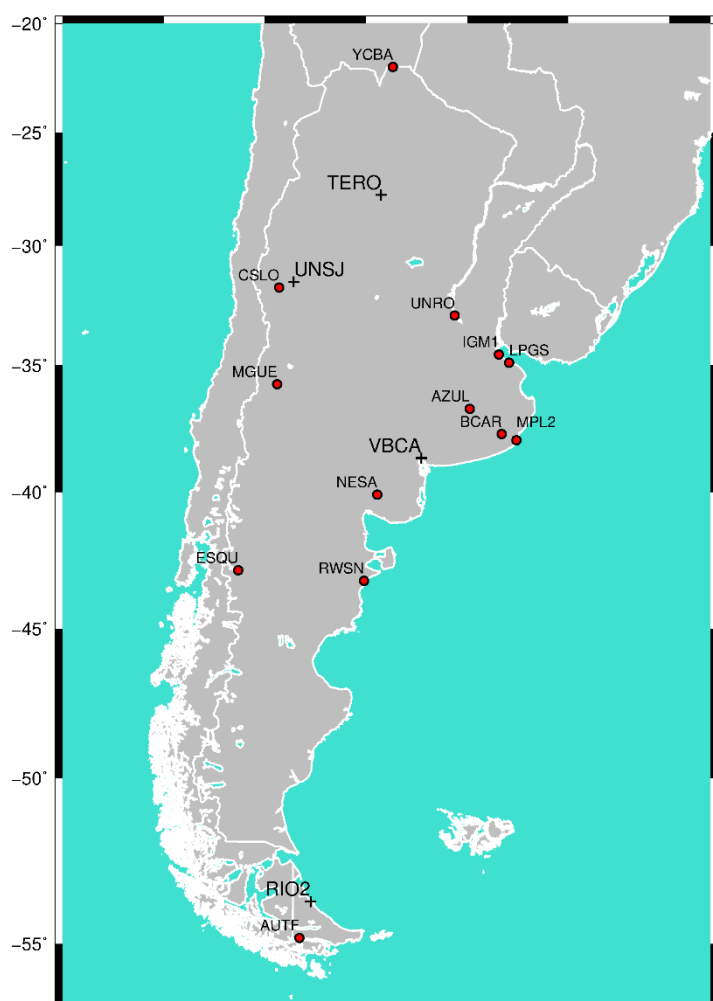
Figura 5.2: Mapa de la Red RAMSAC. Tomado de <https://ign.gob.ar/>.

Se utilizó la técnica GPS PPP Cinemático (Posicionamiento Puntual Preciso Cinemático), debido a que puede brindar series de tiempo de coordenadas GPS a una alta frecuencia, en un marco de referencia global. Además, tiene la ventaja, con respecto a las técnicas de posicionamiento diferencial, de que no necesita valores de referencia, por lo tanto, no necesita asumir en ningún sitio valores de desplazamientos perfectos. Se aplicó el enfoque cinemático, debido a que, Penna et al. (2015), demostraron que éste es más preciso que el método estático para determinar amplitudes de desplazamientos de marea, ya que puede hacerlo con una precisión de 0,2 mm a 0,4 mm, dependiendo del ruido de la estación, valores que son lo suficientemente aceptables para realizar interpretaciones geofísicas. La estrategia de análisis y el procesamiento de los datos GPS siguió la de Penna et. al. (2015), que aplica modelos a priori de desplazamientos de EBT (Earth Body Tides) y OTL (Ocean Tide Loading) durante el procesamiento de los datos GPS, esperando una señal residual de muy pocos milímetros. Para que la misma sea considerada válida para interpretaciones geofísicas, Penna et al. (2015) recomiendan seguir los criterios siguientes: 1) las soluciones GPS deben tener una precisión mejor que 0,4 mm para la componente en altura; 2) se debiera tratar la señal residual y no la señal total para minimizar los errores no modelados debido a correcciones nodales; 3) los

desplazamientos terrestres no modelados se deben propagar solamente a la coordenada GPS correspondiente (por ej. los desplazamientos Este se deben propagar solamente a la coordenada Este); 4) se deben estimar retrasos cenitales troposféricos húmedos y no absorber ningún desplazamiento terrestre no modelado; 5) el RMS de los residuales de la portadora de fase debe ser minimizado. Además, otros aspectos que deben tenerse en cuenta se relacionan con un apropiado procesamiento del ruido y la sensibilidad de las series de tiempo a las compensaciones de offsets, a la longitud de la serie y a la cantidad de vacíos de datos.

De esta manera, la estimación precisa de amplitudes y retrasos de fase de constituyentes de desplazamientos de marea mediante el análisis armónico de series de tiempo de coordenadas GPS de alto muestreo, depende directamente de la calidad de las posiciones GPS, del proceso de ruido, del muestreo y longitud de la serie de tiempo, de los offsets y de la cantidad de gaps o vacíos en los datos.

Para poder llevar a cabo este estudio se seleccionaron varios sitios distribuidos en toda la



**Figura 5.3:** Estaciones GNSS permanentes involucradas en el estudio. Con signo + se representan las estaciones utilizadas para validar la metodología de procesamiento de los datos GPS.

Argentina (Figura 5.3 y Tabla 5.1), tratando de comprender una distribución geográfica que incluya variaciones naturales en OTL, EBT y retrasos troposféricos, como así también una configuración tectónica muy variada.

Además, siguiendo a Penna et al. (2015), en la selección de las estaciones se tuvo en cuenta que las series de tiempo tuvieran una longitud mínima de 4 años y con al menos un 70% de disponibilidad de los datos, para estimar desplazamientos de OTL verticales con una precisión de 0,2-0,4 mm.

Para analizar los efectos de EBT y OTL y validar los respectivos modelos, en el país, se parte de la presunción de que en sitios que se encuentran a más de 200 km del océano los efectos de OTL son pequeños, y se espera que cualquier error en las predicciones de desplazamiento de OTL sea muy pequeño, por lo

tanto es más probable que cualquier señal de marea residual (después de haber aplicado correcciones por OTL y EBT, durante el procesamiento GPS) se deba a errores en modelos de

EBT. Por el contrario, para sitios que se encuentren cerca del océano se espera que la señal residual sea producto de un modelado defectuoso de OTL.

*Tabla 5.1: Estaciones GNSS utilizadas para validar modelos de EBT y OTL*

Estación	Longitud	Latitud	Días Observados
AUTF	-68.3036	-54.8395	1277
BCAR	-58.3011	-37.7612	1369
CSLO	-69.3022	-31.7849	1371
ESQU	-71.3234	-42.9171	1410
IGM1	-58.4393	-34.5722	1439
LPGS	-57.9324	-34.9067	1380
MGUE	-69.3979	-35.7773	1428
NESA	-64.4540	-40.1054	1363
RIO2	-67.7511	-53.7855	1414
RWSN	-65.1072	-43.2989	1221
TERO	-64.2568	-27.7891	1336
UNRO	-60.6284	-32.9593	1410
AZUL	-59.8813	-36.7670	1405
UNSJ	-68.5771	-31.5412	1435
VBCA	-62.2692	-38.7008	1344
MPL2	-57.5713	-38.0058	1010
YCBA	-63.6800	-22.0171	1288

## 5.3 VALIDACIÓN DEL MÉTODO Y SET DE DATOS

### 5.3.1 VALIDACIÓN DEL MÉTODO

Para validar la precisión con la que los desplazamientos de marea pueden ser estimados usando PPP Cinemático GPS, se utilizó el enfoque de Penna et al. (2015) en el que se requiere como datos de entrada, desplazamientos con amplitudes y retrasos de fase conocidos. Es decir que el método consiste en introducir en los datos GPS un desplazamiento periódico sintético de amplitud y fase conocida, para luego medir con qué precisión la señal sintética introducida puede ser recuperada de la serie de tiempo de coordenadas generadas durante el procesamiento GPS Cinemático.

Para conocer los parámetros que conforman la señal sintética es necesario saber que los sitios en todo el mundo están sujetos a desplazamientos de EBT y OTL (en los polos, los constituyentes diurnos y semidiurnos de EBT son cero, pero OTL no); y por lo tanto, como se dijo más arriba, aunque se apliquen correcciones de EBT y OTL durante el procesamiento de datos GPS, los modelos de marea no son perfectos, por lo que siempre existirá una señal residual en los principales periodos de marea en las series temporales de coordenadas, que también contaminará el desplazamiento artificial. Es por ello que el periodo de la señal sintética introducida debe ser de 13,9585147 h (Penna et al., 2015), puesto que este valor que se encuentra en el rango aproximado de semidiurno a diurno para ser proporcional a las señales

de marea, pero lo suficientemente distinto de los constituyentes de marea semidiurno y diurno mayor y menor como para ser fácilmente distinguible en el análisis armónico. Por otro lado, la amplitud potencial de una onda con este periodo es inferior a  $10^{-6}$  de la onda M2, de manera que la amplitud real del desplazamiento de OTL y EBT en este período es, por lo tanto, insignificante. Sin embargo, la presencia del constituyente en  $\sim 13,96$  hs. en los catálogos estándar de potencial de marea facilita su estimación en el software de análisis de mareas utilizado, ETERNA (Schueller, 2018).

Con respecto a la amplitud de la señal sintética, debería ser elegida para ser conmensurable con aquellas señales de marea residual esperadas en los datos GPS, por ej., debido a errores originados de modelos de mareas oceánicas, funciones de Green de OTL, o modelos de EBT. Penna et al. (2007), sugieren que, dependiendo de la región global deben ser esperados errores entre 0-5 mm en desplazamientos OTL para el constituyente M2 en la componente de altura, en función de un RMS inter-modelos. Suponiendo para EBT un error del 1% en los modelos, lo que se traduce para desplazamientos de M2 en altura en errores de 0-1,5 mm, debido a que para M2 existe una amplitud máxima en el Ecuador de 15 cm, decreciendo en la latitud de  $45^\circ$  a 7 cm y siendo 0 cm en los polos.

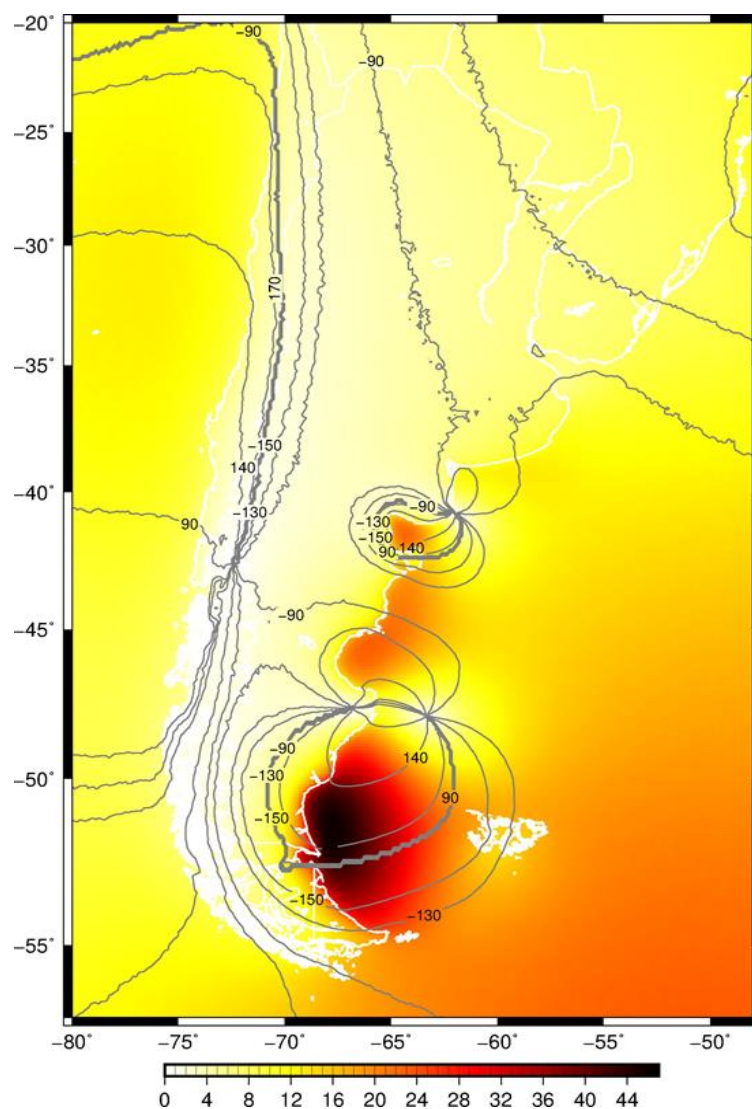
### 5.3.2 SET DE DATOS

Se utilizaron datos de 4 sitios, ubicados de forma estratégica, de modo tal que se pueda abarcar el rango de amplitud total de desplazamientos OTL para M2 en altura en Argentina. Se aclara que se toman en cuenta desplazamientos OTL porque, como se dijo en el párrafo anterior, generan mayor error. Las estaciones (véase figura 5.3) se denominan UNSJ (Universidad Nacional de San Juan), situada en la provincia de San Juan, al Oeste de la Rep. Argentina y recorrida al oeste por el sector argentino de la cordillera de los Andes; RIO2 (Rio Grande), se encuentra en la provincia Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur, en la parte continental más austral del país; VBCA (Bahía Blanca), ubicada en la provincia de Buenos Aires, en la parte Sur de la Pampa Argentina y NESA (General Conesa), en la provincia de Rio Negro se encuentra en la región denominada Patagonia de Argentina. Se utilizaron cuatro años de datos, desde el 2014 al 2018, tratando de que sean mínimos los lapsos de datos vacíos y los offsets en cada estación utilizada. La tabla 5.2 muestra las características de los sitios utilizados para la validación de la metodología.

Basados en valores de amplitud calculados con el software SPOTL-v3.3.0.2 (Agnew, 2013), usando el modelo de marea oceánica FES2004 (Lyard et al., 2006) y funciones de Green basadas en el modelo de Tierra Gutenberg-Bullen en el marco de referencia que tiene como origen el centro de masas de la Tierra y la carga de los océanos, se determinaron amplitudes en altura para M2 (Figura 5.4), que van desde 25 mm en RIO2, hasta 7 mm en VBCA, 3 mm en NESA, y 2 mm en UNSJ.

**Tabla 5.2:** Características de los receptores y antenas utilizados para la validación de la metodología.

Sitio	Receptor	Antena
UNSJ	ASHTECH Z-XIIE (hasta 2015:253) TRIMBLE NETR9 (desde 2015:253 hasta la actualidad)	Trimble Zephyr Geodetic
RIO2	JAVAD TRE_G3TH DELTA	JAV_RINGANT_G3T
VBCA	LEICA SR9500 (hasta 2014:353) TRIMBLE NETR9	LEIAT303 (hasta 2014:353) Trimble Zephyr Geodetic
NESA	TRIMBLE NETR9	Trimble Zephyr Geodetic



**Figura 5.4:** Mapa de amplitudes y retrasos de fases de OTL para M2 en la componente de altura, para la Argentina, usando el modelo de mareas oceánicas FES2004 y Funciones de Green para una Tierra elástica de Gutenberg-Bullen. Las amplitudes se encuentran en mm (escala de colores) y en ° los retrasos de fase negativos desde Greenwich (línea gris continua).

## 5.4 ESTIMACIÓN CINEMÁTICA DE LOS DESPLAZAMIENTOS GPS

---

Como se dijo más arriba, se utilizó para el procesamiento de los datos GPS, la estrategia de Penna et al. (2015), con adaptaciones a nuestra área de estudio, tanto en lo referido a la validación del método (véase el apartado anterior), como para la estimación de los desplazamientos GPS residuales.

### 5.4.1 FUENTE DE DATOS GPS

Todos los datos GPS continuos disponibles en la Argentina colectados para el intervalo de tiempo entre los años 2014-2018 (4 años, suficiente como para separar los mayores constituyentes de marea (Penna et al., 2015)), para los 17 sitios distribuidos como lo muestra la Fig. 5.2, fueron obtenidos de la Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo (RAMSAC) (Piñon et al., 2018), que cuenta con aproximadamente 90 estaciones GPS/GNSS permanentes, distribuidas de forma homogénea en la República Argentina. Dicha red es administrada por el IGN (Instituto Geográfico Nacional) que brinda datos continuos GPS a los usuarios de forma libre y gratuita.

### 5.4.2 ESTRATEGIA DE ANÁLISIS DE LOS DATOS GPS E INTRODUCCIÓN DE LA SEÑAL DE DESPLAZAMIENTOS SINTÉTICA

Los datos GPS fueron procesados usando GNSS-Inferred Positioning System (GIPSYX) v-1.2 en el modo PPP Cinemático. Se utilizaron órbitas de satélites del JPL precisas finales “repro3.0” (en el marco de referencia IGS14), relojes y parámetros de rotación de la Tierra se mantuvieron fijos, estimando coordenadas del sitio de los receptores, ZWD’s (retrasos cenitales troposféricos húmedos), gradientes troposféricos este-oeste y norte-sur (usando la definición de gradientes de Bar Sever et al. (1998)) y offsets del reloj del receptor cada 5 min., con ambigüedades fijadas a enteros de acuerdo a Bertiger et al. (2010c). Durante el procesamiento se aplicaron retrasos cenitales húmedos y secos a priori mediante valores proporcionados por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMRWF) (Boehm et al., 2006b) en conjunto con la grilla de función de mapeo de la tropósfera VMF1, se proporcionó un ángulo de máscara de 10°.

Se modelaron desplazamientos de marea de Tierra sólida siguiendo la convención del International Earth Rotation Service (IERS) 2010 (Petit and Luzum, 2010). También se aplicaron correcciones de 1° orden de OTL, calculadas durante el procesamiento por el software GIPSYX, siguiendo la rutina de cálculo establecida por la convención de IERS 2010 (Petit and Luzum, 2010). Para ello, se usaron los parámetros de amplitud y retraso de fase calculados para 11 principales constituyentes a través del sitio web <http://holt.oso.chalmers.se/loading/> aplicando el modelo de tierra STW105 (Kustowski et al., 2008), que utiliza una función de Green para una Tierra anelástica, basada en el modelo PREM (Dziewonski and Anderson, 1981),

suponiendo un factor de espectro plano  $Q$  (Bos y Scherneck, 2013), en conjunto con el modelo de marea oceánica FES2004 (Lyard et. al., 2006).  $Q$  es un factor de calidad, que mide el efecto de disipación, que debe ser tenido en cuenta, ya que las frecuencias de las mareas son diferentes a 1 Hz. Estos parámetros fueron transformados desde el centro de masas de la Tierra sólida al marco de referencia que adopta como centro de masas a la Tierra sólida más los océanos.

Con el objeto de obtener datos confiables para realizar una interpretación geofísica de los resultados, es que se modificaron los valores por defecto del software GIPSY por los valores óptimos de proceso de ruido de coordenadas y de proceso de ruido de retrasos cenitales troposféricos aportados por Penna et. al. (2015), que son  $3.2\text{mm}/\sqrt{s}$  y  $0.10\text{mm}/\sqrt{s}$  respectivamente. Se estimaron de forma simultánea cada 5 minutos, coordenadas de los sitios, retrasos cenitales troposféricos húmedos (ZWD's), gradientes troposféricos en las direcciones este-oeste y norte-sur y offsets del reloj del receptor. Para minimizar los efectos de borde del amanecer, los datos fueron procesados en arcos de datos de 30 horas, centradas diariamente a las 12:00 h (tiempo GPS); para confeccionar la serie de tiempo de 4 años, se extrajeron las coordenadas de las 24 hs. centrales de cada día y se concatenaron, con el objeto de realizar el correspondiente análisis de marea a la señal residual.

#### 5.4.2.1 INTRODUCCION DE LA SEÑAL SINTETICA

Penna et al. (2015) luego de realizar extensivas pruebas con los datos GPS, llegaron a la conclusión de que los valores óptimos para el proceso de ruido de coordenadas y troposférico, en procesamiento mediante el posicionamiento puntual preciso GPS Cinemático para la estimación de desplazamientos de marea de unos pocos mm en amplitud son,  $3,2\text{mm}/\sqrt{s}$  y  $0,10\text{mm}/\sqrt{s}$  respectivamente. Con el fin validar la metodología utilizada, y evaluar la precisión de los desplazamientos de OTL, y en particular verificar que los valores de ruido de proceso de coordenadas y de retraso troposférico para Europa occidental sean aplicables para Argentina, se insertó un desplazamiento armónico artificial en los 4 sitios GPS del apartado 5.3. Para ello se introdujo al principio del procesamiento de los datos GPS un desplazamiento periódico sintético con un periodo de 13,9585147h en cada uno de los 4 sitios (con fase referenciada a cero definida en el marco de tiempo GPS en la época J2000), para cada una de las componentes de coordenadas (Este, Norte, Altura), con una amplitud de 6 mm. Es decir que en el mismo procesamiento de modelado de desplazamientos OTL y EBT se modificaron las coordenadas nominales de entrada por época de medición. Para poder hacer esto, como coordenadas nominales se tomaron las mejores disponibles, es decir las soluciones semanales brindadas por la red SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas). SIRGAS comprende una red de aproximadamente 400 estaciones GNSS distribuidas en toda América Latina, operando continuamente (figura 5.5). Más de 50 organizaciones y/o instituciones públicas tienen a su cargo la instalación y el mantenimiento de las estaciones.

El retraso de fase de la señal de 13.96 h se aplicó de diferentes formas, primero usando una convención de retrasos negativos y luego el retraso de fase se mantuvo en cero. Aparte de la señal sintética insertada, los demás modelos y parámetros del procesamiento se mantuvieron

fijos, incluyendo el uso de una desviación estándar de la observable portadora de fase en 10 mm.

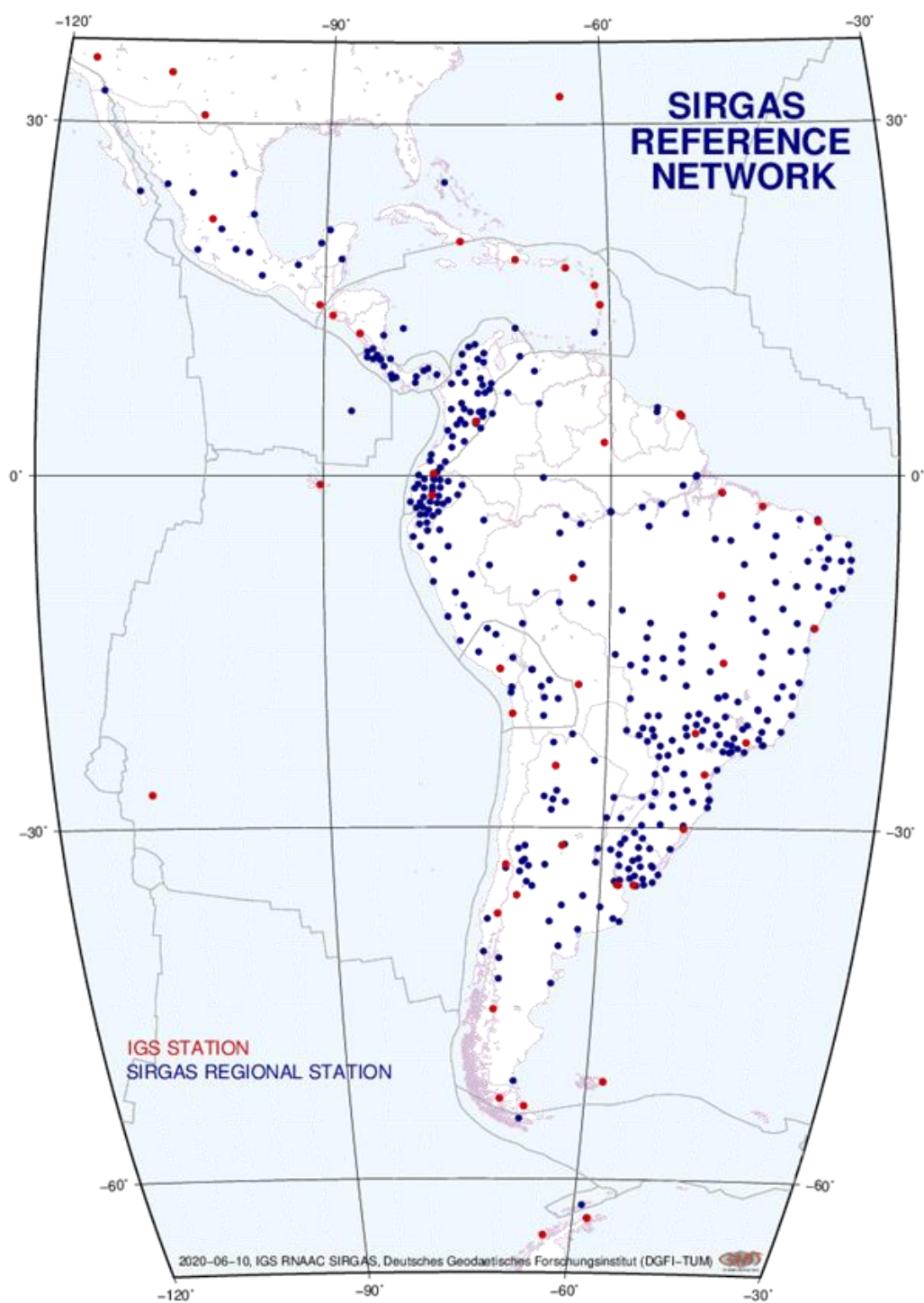
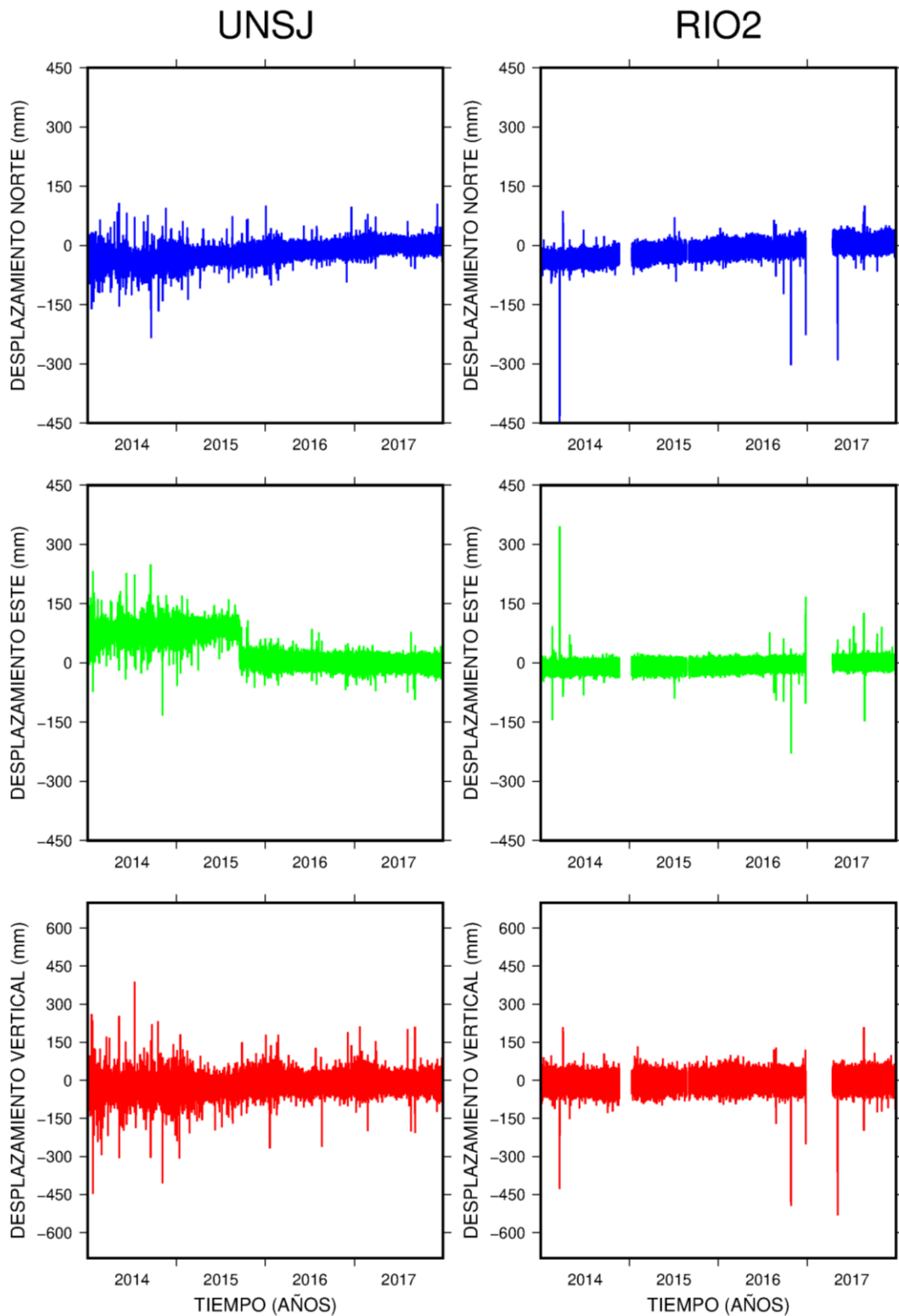


Figura 5.5: Mapa de la red SIRGAS. Tomado de <http://www.sirgas.org>.

## 5.5 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS DE MAREA Y RECUPERACIÓN DE LA SEÑAL SINTÉTICA



**Figura 5.6:** Series de tiempos de desplazamientos residuales de las posiciones GPS para las componentes Norte, Este y Vertical para las estaciones GNSS permanentes UNSJ y RIO2.

El análisis de los desplazamientos GPS residuales observados (figura 5.6) para calcular amplitudes y retrasos de fases de los seis principales constituyentes de marea diurnos y semidiurnos, y de la señal sintética de entrada, se llevó a cabo con el programa ETERNA-ET34-V71 (Schueller, 2018). En el análisis armónico de mínimos cuadrados, con el objeto de minimizar el tiempo de cálculo computacional y el nivel de ruido de las series de tiempo, se modificó el intervalo de muestreo de datos de 5 min. a 1 hora y se aplicó un polinomio de grado 4. Además, no existe una gran tendencia periódica en los datos, por lo tanto, no es necesario que se aplique un filtro de paso alto y en el análisis de marea el muestreo de 1 hora es suficiente, ya que la frecuencia de Nyquist asociada es de 12 cpd. Por otro lado, se utilizó el modelo de marea terrestre teórico DDW-NHi (Inelástico) (Dehant et. al., 1999) y el catálogo de mareas de Hartmann-Wenzel que posee 12935 constituyentes (Hartmann and Wenzel, 1995a, b).

## 5.6 RESULTADOS

---

### 5.6.1 RECUPERACIÓN DE LA SEÑAL SINTÉTICA

Para conocer con qué error se recupera la señal sintética introducida al principio del procesamiento, se calculó la magnitud del vector diferencia (Penna et al., 2008, ec. (4)) entre los valores de amplitud y fase de la componente de altura y horizontales de la señal sintética de salida (los valores que se obtuvieron en el análisis armónico con ETERNA) y la señal sintética de entrada de amplitud (6 mm) y fase conocida.

$$d = \sqrt{(A_1 \cos \varphi_1 - A_2 \cos \varphi_2)^2 + (A_1 \sin \varphi_1 - A_2 \sin \varphi_2)^2} \quad (5.2)$$

$d$  es el vector diferencia,  $A_1$ ,  $\varphi_1$  y  $A_2$ ,  $\varphi_2$  representan la amplitud y la fase observadas y conocidas de entrada.

La tabla 5.3 muestra las amplitudes y los retrasos de fase recuperados de la señal de salida de 13.96 h y 6 mm de amplitud, obtenidos del análisis armónico de las series de tiempo de coordenadas, junto con el vector diferencia para la componente de altura. Como se puede ver los valores de los vectores diferencia se encuentran en el rango que va de 0,1-0,4 mm para los 4 sitios estudiados, lo que demuestra que la precisión en la medición es mejor que 0,4 mm y que cualquier desplazamiento terrestre no modelado por componente, se propaga directamente al componente de coordenadas correspondiente. Esos errores para las componentes este y norte son típicamente dos veces más pequeños que para la componente en altura, por lo tanto, esto confirma que no surgen señales espurias y proporciona una confirmación adicional de que la interpretación geofísica de los desplazamientos terrestres con períodos y amplitudes semidiurnos y diurnos aproximados tan pequeños como 0,4 mm puede llevarse a cabo con confianza utilizando el enfoque cinemático PPP GPS en esta parte del planeta.

**Tabla 5.3:** Valores de amplitud y fases locales de salida para la señal sintética periódica de entrada de 13.96 h y de 6 mm de amplitud, en la componente de altura.

Sitio	Amplitud (mm)	Fase (°)	V. Diff. (mm)
UNSJ	6.11	-81.90	0.1
RIO2	6.28	-85.12	0.4
NESA	6.27	-82.56	0.3
VBCA	5.69	-80.63	0.3

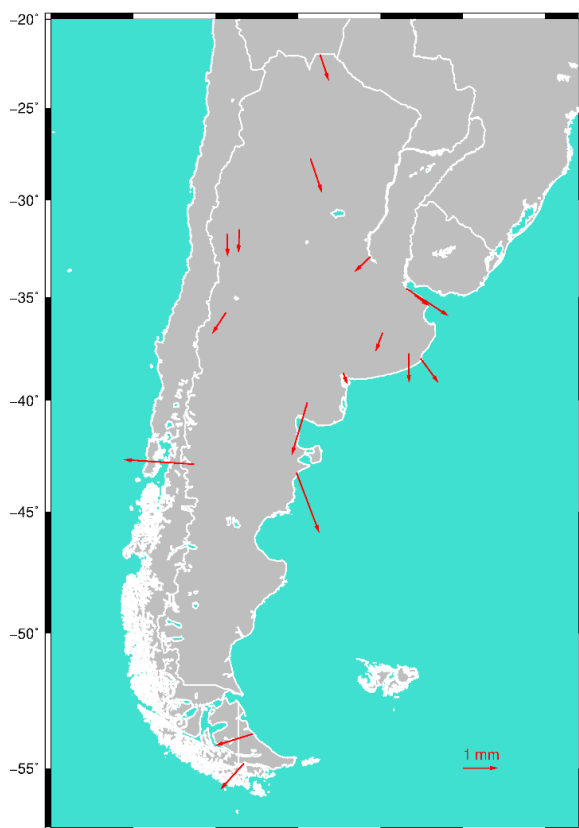
## 5.6.2 DESPLAZAMIENTOS GPS OBSERVADOS

Los fasores residuales calculados mediante observaciones GPS, se pueden ver en la figura 5.7 y en la tabla 5.4. Allí se observa que la magnitud del vector es mayor en sitios que se encuentran cerca de los océanos, lo cual es bastante lógico, debido a que los errores en los modelos de OTL son mayores a los errores en los modelos de EBT (Penna et al, 2015).

Más específicamente, los mayores valores de amplitud para el constituyente M2 en la componente de altura, se encuentran en sitios ubicados en lo que se conoce como Patagonia argentina, lo que se corresponde con lo determinado por Martens et al. (2016), Bos et al., (2015), Wang et al., (2020), quienes señalan esta zona por tener grandes desplazamientos de OTL, y por ende grandes diferencias entre los datos observados con modelos de OTL, debido fundamentalmente a deficiencia en los modelos de mareas oceánicas y efectos de dispersión anelástica.

**Tabla 5.4:** Valores residuales obtenidos después de realizar el análisis armónico, para la componente en altura de los principales constituyentes de marea semidiurno y diurno. Las amplitudes se encuentran en mm y los retrasos de fases de Greenwich positivos en °.

Estación	M2			O1		
	Amplitud	Fase	RMSE	Amplitud	Fase	RMSE
AUTF	1.00	227.9	0.002/4.3	1.42	278.2	0.003/6.1
AZUL	0.57	249.4	0.006/23.0	0.38	240.1	0.006/48.8
BCAR	0.85	270.8	0.009/15.8	0.92	252.0	0.005/19.5
CSLO	0.64	270.3	0.006/14.5	0.80	265.4	0.004/15.6
IGM1	1.45	327.1	0.002/8.7	0.51	222.2	0.009/32.8
LPGS	0.52	323.9	0.005/46.7	0.42	115.0	0.007/78.7
NESA	1.58	253.5	0.004/11.2	0.53	218.7	0.009/46.3
RIO2	1.15	197.4	0.005/13.1	1.40	259.9	0.006/14.4
RWSN	1.85	290.8	0.011/27.9	2.21	195.3	0.018/28.9
UNRO	0.63	223.8	0.006/20.5	0.78	252.1	0.006/22.9
UNSJ	0.68	268.0	0.002/17.1	0.74	233.6	0.005/22.3
VBCA	0.35	290.6	0.004/14.4	0.41	278.8	0.007/15.1
YCBA	0.79	288.6	0.006/17.7	0.24	276.5	0.006/81.7
TERO	1.02	288.7	0.003/18.4	0.61	257.0	0.009/44.9
MGUE	0.72	237.2	0.002/16.6	0.40	289.3	0.005/40.2
MPL2	0.87	306.1	0.003/21.6	1.17	217.1	0.009/26.3
ESQU	2.03	176.3	0.003/6.0	0.90	253.9	0.006/21.6



**Figura 5.7:** Fasores residuales para el constituyente M2 en la componente de altura.

Lo dicho anteriormente nos lleva a obtener una importante conclusión, si consideramos primeramente los sitios que se encuentran a más de 200 km de la costa para evaluar los modelos EBT, vemos que la magnitud de los vectores diferencia es menor al milímetro, lo que nos lleva a afirmar que la concordancia de los desplazamientos de marea de tierra sólida observados con los modelados, en este caso por el modelo DDW (ya que el software GIPSY está alineado con la convención del IERS del año 2010) es muy buena.

Debido a que el análisis GPS provee desviaciones residuales de los valores de EBT y OTL predichos, se sumaron los valores residuales a los modelados, de forma vectorial, para obtener los desplazamientos GPS observados de OTL y EBT totales, por armónico de marea y componente de coordenada.

### 5.6.3 PREDICCIÓN DE PARÁMETROS Y VALIDACIÓN DE MODELOS DE MAREA DE TIERRA SÓLIDA

Para la comparación de los parámetros observados con modelos de marea de Tierra sólida teóricos, se utilizaron las estaciones de la tabla 5.5 y figura 5.2, ya que como se dijo anteriormente, están ubicadas a más de 200 km del océano, por lo que se infiere, que cualquier error en el modelado de los datos GPS procesados, se debe a errores en el modelo EBT utilizado, por lo que las amplitudes residuales observadas fueron sumadas a los desplazamientos de EBT modelados, para obtener el desplazamiento total.

**Tabla 5.5:** Coeficientes de marea de tierra sólida observados, para los principales armónicos en la componente de altura. Las amplitudes se encuentran en mm y las fases locales en °.

Sitio	M2		S2		O1		K1	
	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase
UNSJ	109.11	0.27	48.92	2.25	55.10	0.20	65.66	2.42
CSLO	108.65	0.25	49.00	1.11	55.46	0.23	67.56	0.09
UNRO	105.42	0.33	48.55	0.02	56.43	0.16	67.57	0.42
YCBA	129.32	0.11	60.94	1.91	42.60	0.17	51.74	1.79
TERO	118.01	0.17	55.03	-1.12	50.90	-0.15	61.69	0.49
MGUE	98.63	0.41	44.59	0.92	58.20	-0.25	76.33	-1.82

Los modelos de marea de Tierra sólida usados para la comparación con los datos observados, son el DDW-Inelástico y el DDW-Elastico (Dehant et al., 1999). Los desplazamientos predichos fueron obtenidos mediante el programa PREDICT, del paquete ETERNA-ET34-V71 (Schueller, 2018). La tabla 5.6 muestra los valores observados y predichos para las amplitudes de los seis principales constituyentes de marea de Tierra sólida para la estación UNSJ.

Analizando UNSJ, los resultados obtenidos en las tablas 5.5 y 5.6, muestran que los armónicos de marea M2, N2, O1 y Q1 fueron extraídos correctamente de la señal, siendo el armónico M2 el de mayor amplitud y junto a O1 están muy bien reproducidos por las observaciones. Por ejemplo, viendo la tabla 5.6, para el constituyente M2, las diferencias de amplitud están por debajo del mm en la componente de altura y en las componentes horizontales, con respecto al modelo DDW-NHi.

También se puede ver claramente que las mayores diferencias entre los valores modelados y observados se presentan en los armónicos S2 y K1, probablemente porque el doble del período de la marea S2 (12.00 h) y un ciclo de discontinuidades diarias en la órbita de las efemérides precisas están en el mismo período. El período de la marea K1 (23.93 h) y el período de repetición orbital del satélite GPS también es el mismo, lo que dificulta la separación del componente K1 del error multipath y los errores orbitales (Allinson et al., 2004; Choi et al., 2004). Los componentes de las mareas K1 y S2 son muy ruidosos y, por lo tanto, es difícil separar estas mareas de las señales artificiales.

**Tabla 5.6:** Amplitudes observadas y predichas para los principales constituyentes de marea en las tres componentes de coordenadas para la estación UNSJ. También se muestran los vectores diferencia entre las observaciones y las predicciones y un coeficiente que indica la relación entre la amplitud observada y la amplitud de un modelo teórico. Las amplitudes y vectores diferencia están dados en mm.

Const.	Com.	Observados	DDW-NHi			DDW-H		
		Ampl.	Ampl.	V.Diff.	Coef.	Ampl.	V.Diff	Coef.
M2	U	109.11	108.662	0.7	1.004	107.032	2.1	1.019
	N	18.33	18.761	0.4	0.977	18.288	0.1	1.002
	E	35.72	35.864	0.3	0.996	34.961	0.8	1.021
S2	U	48.92	50.551	2.5	0.968	49.792	2.1	0.982
	N	8.82	8.728	0.3	1.010	8.508	0.4	1.036
	E	16.12	16.685	0.7	0.966	16.264	0.4	0.991
N2	U	20.32	20.805	0.5	0.977	20.493	0.2	0.992
	N	3.55	3.592	0.1	0.987	3.501	0.1	1.013
	E	7.04	6.867	0.2	1.026	6.694	0.3	1.052
K1	U	65.66	66.050	2.8	0.994	65.004	2.8	1.010
	N	11.29	11.441	0.6	0.987	11.099	0.6	1.018
	E	13.92	13.078	1.0	1.064	12.688	1.3	1.097
O1	U	55.10	54.391	0.7	1.013	53.570	1.5	1.029
	N	8.16	7.880	0.4	1.035	7.657	0.5	1.065
	E	9.19	9.008	0.3	1.020	8.753	0.5	1.050
Q1	U	10.67	10.427	0.3	1.023	10.269	0.4	1.039
	N	1.38	1.508	0.1	0.914	1.465	0.1	0.941
	E	1.80	1.724	0.1	1.045	1.675	0.1	1.075

Por otro lado, se puede concluir que el acuerdo de las observaciones es más cercano con respecto al modelo DDW-NHi, debido a que las discrepancias con el modelo DDW-H son mayores, por ejemplo, para M2 en altura alcanzan un valor anómalo de 2.2 mm, superando el 1% de la amplitud total. Lo mismo se puede observar en el constituyente O1 en donde el vector diferencia de amplitud supera el milímetro.

#### 5.6.4 PREDICCIÓN DE PARÁMETROS Y VALIDACIÓN DE MODELOS DE CARGA DE MAREA OCEÁNICA

En esta sección se computaron desplazamientos de carga oceánica, usando el último modelo de marea oceánica global FES2014b (Carrere et al., 2016) y una función de Green para una Tierra anelástica, basada en el modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981), suponiendo un factor de espectro plano Q, llamado STW105 (Bos y Scherneck, 2013).

Como se dijo anteriormente, para obtener los valores de OTL observados, se consideraron las estaciones GPS que se encuentren a menos de 200 km del océano, y se sumaron las amplitudes y fases residuales a las modeladas durante el procesamiento de datos GPS.

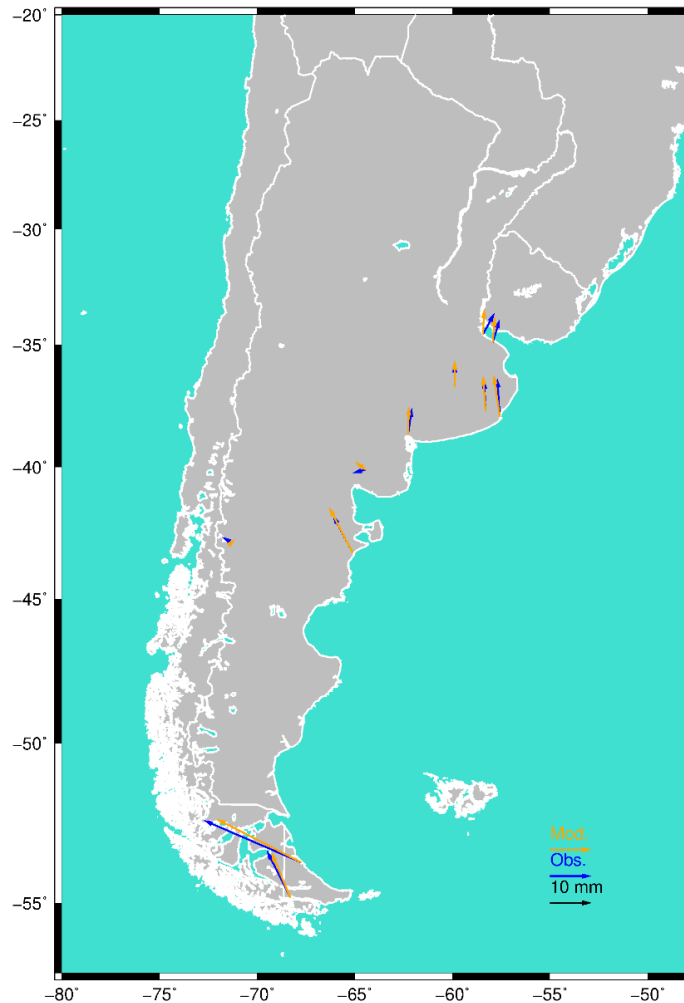
La tabla 5.7 y la fig. 5.8 muestran los valores de desplazamientos de OTL observados y predichos.

**Tabla 5.7:** Valores de amplitud en mm y fases en °, observados y predichos para M2 en altura.

Estación	Observados		Predichos	
	Amplitud	Fase	Amplitud	Fase
AUTF	12.73	116.6	11.86	112.7
AZUL	5.61	90.3	6.41	90.3
BCAR	7.58	92.6	8.59	94.2
IGM1	5.85	61.3	6.14	86.8
LPGS	5.85	73.0	6.17	85.5
NESA	3.16	195.6	3.15	143.0
RIO2	25.81	156.6	23.18	152.8
RWSN	10.37	117.9	12.46	117.5
VBCA	6.45	81.7	6.70	88.3
ESQU	2.58	149.1	1.20	40.4
MPL2	9.41	93.8	10.34	98.2

En la figura 5.9 se muestran las diferencias entre los valores GPS de OTL observados y los valores predichos para la componente vertical para el armónico principal M2. Se observa claramente que la magnitud del vector diferencia es mayor en las estaciones IGM1, NESA, RIO2, ESQU y RWSN, en donde los valores respectivos son 2,66 mm, 2,79mm, 3,10 mm, 3,17mm y 2,09 mm. Por otro lado, en el caso de ESQU, se observa que existe una diferencia anómala en el retraso de fase obtenido. Estas discrepancias, probablemente indicarían un modelado defectuoso OTL en estos sitios. Para investigar lo mencionado anteriormente, se analizan diferentes modelos de mareas oceánicas en el próximo apartado. Es importante observar que para los demás sitios los residuos se encuentran en valores que van desde 0,79

mm-1,35mm, lo que indica un buen modelado de la marea de carga oceánica y que a medida que nos alejamos de la costa, sobre todo en la Patagonia, los valores residuales son menores.



**Figura 5.8:** Fasores observados y fasores modelados de OTL para el constituyente M2 en la componente de altura.

El cálculo de los valores predichos de carga de marea oceánica para M2 en altura fue realizado mediante el proveedor gratuito online de OTL del sitio web <http://holt.oso.chalmers.se/loading/>, utilizando el software CARGA (Bos y Baker, 2005).

Para analizar el efecto de la utilización de diferentes modelos de carga de marea oceánica y de diferentes modelos de Tierra en el cómputo de valores de OTL predichos, debe tenerse en cuenta que los desplazamientos verticales en la superficie de la Tierra, debido a la variación del peso de las mareas oceánicas, pueden ser convenientemente calculado mediante la integral de convolución siguiente (Farrell, 1972):

$$u(r) = \int_{\Omega} \rho G(|r - r'|) Z(r') d\Omega \quad (5.3)$$

Donde  $\rho$  es la densidad del agua del océano ( $1030 \text{ kg/m}^3$ ),  $G$  es la función de Green que representa el desplazamiento de la superficie de la Tierra causado por una carga puntual, y  $Z$  es

la marea de un armónico específico, escrita como un número complejo. La integral se toma globalmente sobre todas las masas de agua  $\Omega$ .

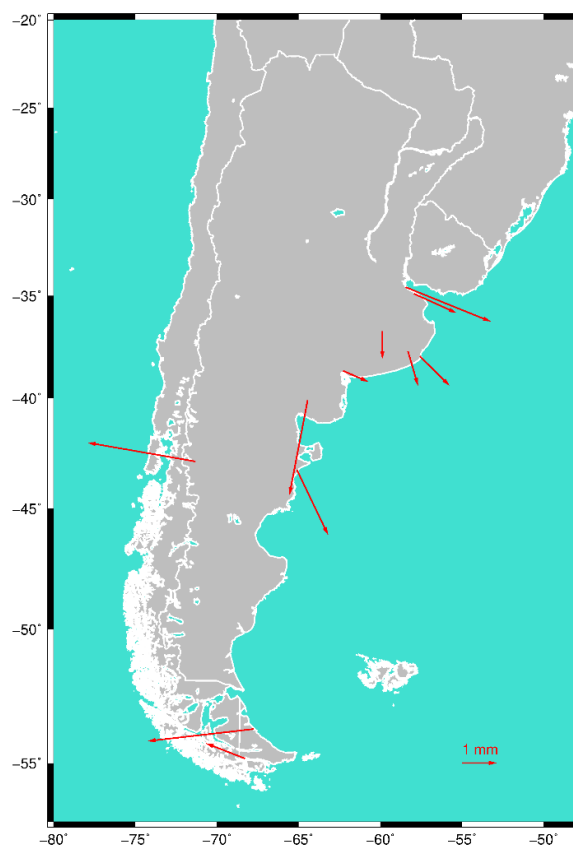
#### 5.6.4.1 USO DE DISTINTOS MODELOS DE MAREAS OCEÁNICAS

En esta sección se provee una indicación de la magnitud del comúnmente asumido como mayor fuente de error en el modelado de los desplazamientos de OTL, que es la calidad del modelo de marea oceánica (Scherneck, 1993; Bos y Baker, 2005).

Los modelos de OTL evaluados son algunos de los clásicos y algunos de los más actuales: FES2004 (Lyard et al., 2006), FES2014b (Carrere et al., 2016), DTU10 (Cheng y Andersen, 2011), EOT11a (Savcenko et al., 2011), HAMTIDE (Zahel, 1995), GOT4.10c (Ray, 2013), TPXO.9.2a (Egbert y Erofeeva, 2002). Los valores de amplitud y retraso de fase de Greenwich de cada modelo, fueron obtenidos del sitio web <http://holt.oso.chalmers.se/loading/> aplicando el modelo de tierra STW105 (Bos and Scherneck, 2013) y las correcciones necesarias para que el centro de masas del marco coincida con el de la Tierra sólida más los océanos. STW 105, también conocido como REF, es un modelo de referencia terrestre transversalmente isotrópico (Kustowski et al., 2008).

Para llevar a cabo esta investigación se calcularon, para los once sitios involucrados en esta etapa, desplazamientos de OTL para M2 en altura, usando el proveedor de carga oceánica en línea mencionado más arriba. Se utilizaron los siete modelos de mareas del océano ya citados y se calcularon los vectores diferencia entre cada valor modelado y un valor medio de los siete modelos. El RMS de esas diferencias (acuerdo inter-modelo) se utilizó para medir la calidad del modelo en la zona estudiada.

La tabla 5.8 muestra que para los sitios que están más alejados de la costa, los vectores diferencia son menores a 0,5 mm, lo que demuestra que la elección del modelo de marea del océano no es sensible a los desplazamientos de OTL. En cambio, en algunos sitios ubicados en las costas, particularmente, los que presentan mayor error en el apartado anterior, los valores de los vectores diferencia son mayores a 0,6 mm, dando un indicio de que parte de los errores en las respectivas estaciones pueden originarse en la elección del modelo de marea oceánica. Particularmente para RIO2 se puede observar que un modelo en especial (FES2014b) causa la discrepancia inter-modelo, aunque el modelo discrepante difiere dependiendo de la ubicación. Por ejemplo, para AUTF, además de FES2014b, podemos mencionar a GOT4.10c como modelos que originan la discrepancia, en el caso de RWSN es GOT4.10c, pero no es el único modelo, lo que genera que el RMS de los vectores diferencia sea grande; al igual que en el caso de VBCA. En cuanto a ESQU se pueden apreciar valores muy dispares para los retrasos de fase, lo que da lugar a suponer un modelado defectuoso de OTL.



**Figura 5.9:** Fasores residuales de OTL para M2 en altura, después de sustraer valores de OTL predichos, usando el modelo de marea FES2014b y una función de Green basada en un modelo de tierra anaelástico, de las observaciones GPS de OTL.

**Tabla 5.8:** Amplitudes y retrasos de fase positivos de Greenwich predichos para desplazamientos OTL para M2 en altura de siete modelos de mareas oceánicas y el correspondiente RMS de los vectores diferencias entre cada valor modelado y una media de los siete modelos.

Sitio	FES2004		FES2014b		DTU10		EOT11a		HAMTIDE		GOT4.10c		TPXO.9.2a		RMS V.diff.
	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	Amp.	Fase	
AUTF	12.61	112.1	11.86	112.7	12.75	111.2	12.94	112.0	12.32	116.1	13.42	108.1	12.54	110.1	0.68
AZUL	6.15	88.4	6.41	90.3	6.30	88.6	6.31	91.0	6.19	91.0	6.62	90.6	6.18	87.6	0.52
BCAR	8.43	92.4	8.59	94.2	8.60	92.9	8.63	94.9	8.54	94.6	9.37	94.6	8.36	92.6	0.34
IGM1	6.13	74.9	6.14	86.8	6.01	73.2	6.00	76.5	5.63	85.5	6.41	84.0	6.13	85.0	0.60
LPGS	6.04	77.6	6.17	85.5	5.84	75.2	5.86	79.3	5.74	86.2	6.14	84.8	6.17	82.2	0.44
NESA	2.68	165.6	3.15	143.0	2.96	156.7	3.18	158.4	3.03	162.7	3.35	157.5	2.64	154.1	0.43
RIO2	24.96	154.9	23.18	152.8	24.71	153.6	24.90	153.8	25.00	153.9	24.91	153.2	24.72	153.3	0.66
RWSN	12.21	116.8	12.46	117.5	13.24	117.2	13.47	117.7	13.19	117.2	14.24	116.2	13.08	116.1	0.63
VBCA	6.76	83.2	6.70	88.3	7.23	83.9	7.14	86.3	6.10	87.0	7.92	83.9	6.23	81.2	0.64
ESQU	1.21	99.0	1.20	40.4	1.01	47.4	1.43	103.1	1.37	101.5	1.17	53.1	1.48	14.9	0.75
MPL2	10.16	96.4	10.34	98.2	10.34	96.9	10.39	98.8	10.33	98.5	11.14	98.7	10.17	97.4	0.35

#### 5.6.4.2 EVALUACIÓN DE LAS FUNCIONES DE GREEN ELÁSTICAS Y ANAELÁSTICAS

En el apartado anterior se estudió la posibilidad de que las diferencias de 2-3mm entre los valores de OTL observados y predichos en las estaciones IGM1, NESA, RIO2, RWSN y ESQU (fig. 5.9), se deba a la precisión de los modelos de mareas oceánicas utilizados. Otra de las fuentes de error que puede causar u aumentar dichas discrepancias surge del cálculo de las funciones de Green, más específicamente en las propiedades elásticas del modelo de Tierra utilizado para el cálculo de dichas funciones. Bos et. al, (2015), recomiendan que para estudios de OTL y de otros tipos de carga (por ej. carga de presión atmosférica, carga hidrológica) todas las funciones de Green basadas en modelos de Tierra sísmicos deben ser corregidas por efectos de disipación usando una banda de absorción con un factor de calidad Q constante.

Es por ello que en el presente trabajo se realiza una evaluación de los valores de OTL predichos, usando para el cálculo de las funciones de Green, por un lado, el modelo global de Tierra elástica e isotrópica más comúnmente conocido, denominado Gutenberg-Bullen (Farrell, 1972) y por otro lado un modelo global de Tierra sísmico anaelástico llamado STW105 (el mismo utilizado en los apartados anteriores), ambos modelos en conjunto con el modelo de mareas oceánicas FES2014b. Se calculó el vector diferencia con los valores de OTL observados para el constituyente M2 en la componente de altura y se utilizó la estación RIO2, por ser la que mayor amplitud representa y en donde se observa la mayor discrepancia entre las observaciones y los valores predichos.

**Tabla 5.9:** Vectores diferencia entre las observaciones y predicciones calculadas con Funciones de Green elásticas y anaelásticas en la Estación RIO2 para el constituyente M2 en la componente de altura. En cursiva se representan las amplitudes y entre paréntesis los retrasos de fase positivos de Greenwich. Las amplitudes y los vectores diferencia se encuentran en mm y los retrasos de fase en grados.

Observaciones STW105	Pred. Gutenberg- Bullen	Vector diferencia	Pred. STW105	Vector diferencia
25.81 (156.6)	22.66 (152.5)	3.60	23.18 (152.8)	3.09
Observaciones Gutenberg-Bullen				
24.29 (155.7)		2.09		1.63

Por otro lado, para confirmar los resultados obtenidos y realizar un estudio más completo acerca de las predicciones con funciones de Green elásticas e isotrópicas y funciones de Green anaelásticas, se recalcularon las observaciones de la estación RIO2 de la misma forma que en la sección 5.6.2, pero utilizando funciones de Green basadas en el modelo de Tierra de Gutenberg-Bullen (Farrel, 1972). Los resultados de la tabla 5.9, muestran que, para el caso de la estación estudiada, tener en cuenta efectos de disipación en el cálculo de las funciones de Green, disminuye las discrepancias entre las observaciones y las predicciones en un orden de 0.5mm.

## 5.7 CONCLUSIONES DEL ANÁLISIS DE MAREA CON GPS

---

De lo expuesto anteriormente se puede concluir que el procesamiento PPP Cinemático de los datos GPS mediante el software GIPSYX permite, recuperar desplazamientos de entrada con periodos de 13,96h (similar al periodo de los principales constituyentes de OTL diurnos y semidiurnos) y amplitudes de 6mm (conmensurables con los errores típicos en las predicciones de OTL y EBT) con un error menor a 0,4mm (valores obtenidos para los vectores diferencia en desplazamientos verticales y horizontales). Estos resultados fueron obtenidos en cuatro sitios ubicados en Argentina, usando series de tiempo de 4 años como mínimo y una adecuada configuración de los parámetros de los procesos de ruido de coordenadas y retraso cenital troposférico. Por lo tanto, el procesamiento PPP Cinemático GPS puede ser usado para validar y discriminar entre modelos de OTL y EBT a esos niveles de precisión (0,4mm) en estudios geofísicos.

De la evaluación de los modelos de EBT, mediante los sitios que se encuentran a más de 200km de la costa, se desprende que el acuerdo entre los valores observados y predichos, es menor a 0,5mm para el constituyente M2 en las tres componentes de coordenadas, con respecto al modelo DDDW-NHi. Sin embargo, se observan diferencias mucho mayores con respecto al modelo DDW-H, alcanzando las discrepancias valores de 2mm. Por lo que se puede concluir que el modelo no hidrostático e inelástico ajusta mejor y puede ser usado en investigaciones geofísicas ya que el error que tienen es menor que la incertidumbre observacional para sitios ubicados en Argentina.

Por otro lado, se utilizaron sitios que estuvieran cerca de la costa, para estimar desplazamientos de OTL y evaluar los desplazamientos predichos usando el modelo FES2014b y funciones de Green basadas en el modelo STW105, en esta parte del mundo. Los resultados muestran claramente un modelado defectuoso en las estaciones IGM1, RIO2, NESA, ESQU y RWSN en donde las discrepancias son del orden de los 2-3mm. En el caso de IGM1 se piensa que existe esta diferencia por un procesado defectuoso de los datos GPS. En relación a las otras cuatro estaciones, se investigó la calidad de los modelos de mareas oceánicas, para visualizar algún error en el modelo utilizado. Para ello se realizó una comparación inter-modelo, entre los modelos de mareas oceánicas utilizados actualmente (FES2004, FES2014b, DTU10, EOT11a, HAMTIDE, GOT4.10c, TPXO.9.2a), resultando que en estos sitios el modelo utilizado para predecir los desplazamientos, muestra grandes diferencias con respecto a los demás modelos, y el valor del RMS supera los 0.6mm, permitiendo suponer, como se dijo más arriba que parte del error en la predicción de los desplazamientos de OTL puede deberse a la elección del modelo de marea oceánica. Lo dicho anteriormente se refleja claramente en la estación ESQU, donde se pudo observar gran discrepancia en los retrasos de fase observados y predichos, como así también en la comparación inter-modelo, arrojando un RMS de 0.75.

Por último, se realizó una evaluación de los valores de OTL predichos usando Funciones de Green elásticas e isotrópicas (Gutenberg-Bullen) y funciones de Green que tienen en cuenta el efecto de la anelasticidad (STW105) y obteniendo el vector diferencia con respecto a los datos observados. En esta prueba, se llegó a la conclusión de que aplicar el efecto de disipación en el

modelo de Tierra sísmico STW105 y computar las funciones de Green a frecuencias de marea (M2 en este caso), las discrepancias entre las observaciones y las predicciones se reducen en un valor de 0.5mm en una zona de grandes valores de OTL, usando el modelo de mareas del océano FES2014b.

Sería recomendable, utilizar datos aportados por mareógrafos para poder realizar una evaluación más exhaustiva de los modelos de mareas oceánicas disponibles para esta parte del mundo. Además, sería muy apropiado evaluar las propiedades elásticas de los modelos de Tierra utilizados en el cálculo de las funciones de Green, basándose en datos específicos del área que se está estudiando, como por ej. modelo local de corteza, profundidad y espesor de la astenosfera, etc.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Achilli V., Baldi P., Casula G., Errani M., Focardi S., Guerzoni M., Palmonari F. y Raguní G. (1995). A calibration system for superconducting gravimeters. *Bulletin Geodesique* 69: 73–80.
- Agnew, D. C. (1997). NLOADF: A program for computing ocean tide loading, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 102, 5109–5110, <https://doi.org/10.1029/96jb03458>.
- Agnew, D. C. (2007). Earth tides, in *Treatise on Geophysics and Geodesy*, edited by T. A. Herring, pp. 163–195, Elsevier, New York.
- Agnew, D. C. (2013). SPOTL: Some Programs for Ocean-Tide Loading, available at: <https://igppweb.ucsd.edu/~agnew/Spotl/spotlmain>.
- Allinson, C. R., Clarke P. J., Edwards S. J., King M. A., Baker T. F., y Cruddace P. R. (2004). Stability of direct GPS estimates of ocean tide loading, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L15603, doi:10.1029/2004GL020588.
- Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X. (2017). ITRF2014 plate motion model *Geophys. J. Int.*, 209 (3), pp. 1906-1912, 10.1093/gji/ggx136.
- Alvarado, P., Beck S., Zandt G., Araujo M., Triep E., (2005). Crustal deformation in the south central Andes back-arc terranes as viewed from regional broadband seismic waveform modelling, *Geophys. J. Int.*, 163, 580–598.
- Andersen, O. B. (1995). Global ocean tides from ERS-1 and Topex/Poseidon altimeter, *J. Geophys. Res.*, 100(C12), 25,249–25,259.
- Andersen, O. B. (1999). Shallow water tides on the northwest European shelf from Topex/Poseidon altimeter, *J. Geophys. Res.*, 104,7729–7741.
- Andersen O. B., Woodworth P. L., y Flather R. A. (1995). Intercomparison of recent ocean tide models. *Journal of Geophysical Research* 100: 25,261–25,282.
- Antokoletz, E. D., Wziontek H., Tocho C. (2017). First Six Months of Superconducting Gravimetry in Argentina. Springer; International Association of Geodesy Symposia 7-2017, 1-8.
- Arias, E. F., Feissel M., y Lestrade J. -F. (1988). “An extragalactic celestial reference frame consistent with the BIH Terrestrial System (1987),” *BIH Annual Rep. for 1987*, pp. D-113-D-121.
- Arnosó, J., Vieira R., Velez E. J., Van Ruymbeke M., Venedikov A. P. (2001). Studies of Tides and Instrumental Performance of Three Gravimeters at Cueva de los Verdes (Lanzarote, Spain), *Journal of Geodetic Society of Japan*, 47, pp. 70-75.
- Arnosó, J., Benavent M., Bos M. S., Montesinos F. G., Vieira R. (2011). Verifying the body tide at the Canary Islands using tidal gravimetry observations. *J. Geodynamics*, 51 (5), 358-365, doi:10.1016/j.jog.2010.10.004.
- Ashby N. (2003). Relativity in the Global Positioning System. *Living Reviews in Relativity*, 6(1), at [www.livingreviews.org/Articles/Volume6/2003-1ashby/](http://www.livingreviews.org/Articles/Volume6/2003-1ashby/).
- Baker, T. F. (1984). Tidal deformations of the Earth, *Sci. Prog.*, 69, 197–233.
- Baker, T. F. y Bos M. S. (2003). Validating Earth and ocean tide models using tidal gravity measurements. *Geophysical Journal International* 152: 468–485.
- Bar-Sever, Y. (1996). A new model for GPS yaw attitude. *Journal of Geodesy*, 70(11):714-723.

- Bar Sever, Y. E., Kroger P. M., y Borjesson J. A. (1998). Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver, *J. Geophys. Res.*, 103(B3), 5019–5035, doi:10.1029/97JB03534.
- Bar-Sever, Y., Kuang, D. (2005). New empirically derived solar radiation pressure model for global positioning system satellites during eclipse seasons. IPN Progress Report, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena CA, 42–160.
- Bertiger, W., Bar-Sever, Y., Harvey, N., Miller, K., Romans, L., Weiss, J., Doyle, L., Solorzano, T., Petzinger, J., Stell, A. (2010a). Next generation gps ground control segment (ocx) navigation design. In: Proceedings of the 23rd International Technical Meeting of the Satellite Division of The Institute of Navigation (ION GNSS 2010), Portland OR, 964–977. <<https://www.ion.org/publications/abstract.cfm?articleID=9213>>.
- Bertiger, W., Desai, S. D., Dorsey, A., Haines, B. J., Harvey, N., Kuang, D., Sibthorpe, A., Weiss, J. P. (2010b). Sub-centimeter precision orbit determination with GPS for ocean altimetry. *Mar. Geodesy* 33 (S1), 363–378. <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.487800>
- Bertiger, W., Desai, S. D., Haines, B., Harvey, N., Moore, A.W., Owen, S., Weiss, J. P. (2010c). Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *J. Geodesy* 84 (5), 327–337. <https://doi.org/10.1007/s00190-010-0371-9>.
- Bertiger W., Bar-Sever Y., Dorsey A., Haines B., Harvey N., Hemberger D., Heflin M., Lu W., Miller M., Moore A., Murphy D., Ries P., Romans L., Sibois A., Sibthorpe A., Szilagyi B., Vallisneri M., Willis P. (2020). GipsyX/RTGx, a new tool set for space geodetic operations and research, *Advances in Space Research*, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.04.015>
- Bierman, G. (1977). Factorization methods for discrete sequential estimation, vol. 128. Academic Press, Cambridge. [https://doi.org/10.1016/s0076-5392\(08\)x6052-7](https://doi.org/10.1016/s0076-5392(08)x6052-7).
- Blewitt, G. (1989a). Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km. *J. Geophys. Res.: Solid Earth* 94 (B8), 1018710203. <https://doi.org/10.1029/jb094ib08p10187>
- Blewitt, G. (1990). An automatic editing algorithm for GPS data. *Geophys. Res. Lett.* 17 (3), 199–202. <https://doi.org/10.1029/gl017i003p00199>
- Boehm, J., Niell A., Tregoning P., Schuh H. (2006a). Global mapping function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data, *Geophys. Res. Lett.* 33 (L07304), 1–4 (2006)
- Boehm, J., Werl, B. Schuh H. (2006b). Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium- Range Weather Forecasts operational analysis data, *J. Geophys. Res. Solid Earth* (1978–2012) 111(B2), 1–9.
- Bonnefond, P., Exertier, P., Laurain, O., Ménard, Y., Orsoni, A., Jeansou, E., Haines, B.J., Kubitschek, D.G., Born, G. (2003). Leveling the sea surface using a GPS-catamaran, special issue: Jason-1 calibration/validation. *Mar. Geodesy* 26 (3–4), 319–334. <https://doi.org/10.1080/714044524>.
- Bonvalot, S., Diament M., Gabalda G. (1998). Continuous gravity recording with Scintrex CG-3M meters: a promising tool for monitoring active zones. *Geophys. Jour. Int.*, v. 135 (2), 470–494.
- Born, G. H., Parke, M. E., Axelrad, P., Gold, K. L., Johnson, J., Key, K. W., Kubitschek, D. G., Christensen, E. J. (1994). Calibration of the TOPEX altimeter using a GPS buoy. *J. Geophys. Res.: Oceans* 99 (C12), 24517–24526. <https://doi.org/10.1029/94jc00920>.
- Bos, M. S., and Baker T. F. (2005). An estimate of the errors in gravity ocean tide loading computations, *J. Geod.*, 79(1–3), 50–63.

- Bos, M. S., Scherneck, H.-G. (2013). Computation of Green's functions for ocean tide loading. In G. Xu (ed.): Sciences of Geodesy - ii. Springer Berlin Heidelberg, pages 1-52.
- Bos, M. S., Penna, N. T., Baker, T. F., y Clarke, P. J. (2015). Ocean tide loading displacements in western Europe: 2. GPS-observed anelastic dispersion in the asthenosphere, *J. Geophys. Res.-Sol. Ea.*, 120, 6540–6557, <https://doi.org/10.1002/2015JB011884>.
- Bosch, W., Savcenko, R., Flechtner, F., Dahle, C., Mayer-Gürt, T., Stammer, D., Taguchi, E., Ilk, K. -H. (2009). Residual ocean tides signals from satellite altimetry, GRACE gravity fields, and hydrodynamic modeling, *Geophys. J. Int.*, 178, 1185–1192, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04281.x.
- Boy, J. P., Llubes M., Hinderer J., Florsch N. (2003). A comparison of tidal ocean loading models using superconducting gravimeter data, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2193, doi:10.1029/2002JB002050, 2003.
- Bretagnon, P. (1982). Théorie du mouvement de l'ensemble des planètes, solution VSOP82. *Astron. Astrophys.* 144: 278-288
- Bruinsma, S., Thuillier, G., Barlier, F. (2003). The DTM-2000 empirical thermosphere model with new data assimilation and constraints at lower boundary: accuracy and properties. *J. Atmos. Solar-terrestrial Phys.* 65(9), 1053–1070. [https://doi.org/10.1016/s1364-6826\(03\)00137-8](https://doi.org/10.1016/s1364-6826(03)00137-8).
- Büllesfeld, F. J. (1985). Ein Beitrag zur harmonischen Darstellung des gezeitenerzeugenden Potentials. Reihe C, Heft 314, Deutsche Geodatische Kommission, München.
- Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., y Roblou, L. (2012). FES 2012: A new global tidal model taking advantage of nearly 20 years of altimetry, paper presented at The Symposium 20 Years of Progress in Radar Altimetry, Venice.
- Carrère, L., Lyard, F., Cancet, M., Guillot, A., y Picot, N. (2016). FES 2014, a new tidal model – Validation results and perspectives for improvements, ESA living planet symposium, Prague, Czech Republic, 9–13 May 2016, Paper 1956, 2016.
- Cartwright D. E., Tayler, R. J. (1971). New computations of the tide generating potential, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 23, 45-74.
- Cartwright, D. E., Edden A. C. (1973). Corrected tables of tidal harmonics, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 33, 253-264.
- Cartwright, D. E., y Ray, R. D. (1990). Oceanic tides from Geosat altimetry, *J. Geophys. Res.*, 95, 3069–3090.
- Cartwright, D. E., y Ray, R. D. (1991). Energetics of global ocean tides from Geosat altimetry, *J. Geophys. Res.*, 96, 16897–16912.
- Cazenave, A., Chen, J. (2010). Time-variable gravity from space and present-day mass redistribution in the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 263–274, 2010.
- Chapront-Touzé, M. y Chapront, J. (1988). ELP-2000-85: A semi-analytical lunar ephemeris adequate for historical times. *Astron. Astrophys.* 190: 342-352.
- Cheng, Y., y Andersen, O. B. (2011). Multimission empirical ocean tide modeling for shallow waters and polar seas, *J. Geophys. Res.*, 116, C11001, doi:10.1029/2011JC007172.
- Choi, K., Bilich, A., Larson, K., Axelrad, P. (2004). Modified sidereal filtering: implications for high-rate GPS positioning. *Geophys. Res. Lett.* 31, L22608, doi:10.1029/2004GL021621.
- Collins, P., Langley, R. B., LaMance, J. (1996). Limiting factors in tropospheric propagation delay error modelling for GPS airborne navigation, Proc. ION AM 1996, Cambridge (ION, Virginia 1996) pp. 519–528.

- Crossley, D., Hinderer J., Amalvict M. (2001). A spectral comparison of absolute and superconducting gravimeter data, *J. Geod. Soc. Jpn.*, 47, 373–376.
- Crossley, D., Hinderer, J., Riccardi, U. (2013). The measurement of surface gravity. *Rep. Prog. Phys.* 76 046101 doi:10.1088/0034-4885/76/4/046101.
- Cummins P, Wahr J. M, Agnew D. C., y Tamura Y. (1991). Constraining core undertones using stacked IDA gravity records. *Geophysical Journal International* 106: 189–198.
- Dach, R. y Dietrich, R. (2000). Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor. *Geophysical Research Letters* 27: 2953–2956, doi:10.1029/1999GL010970.
- Dalla Salda, L., (1999). Cratón del Río de La Plata, 1. Basamento granítico-metamórfico de Tandilia y Martín García. En: *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29(4), Ed. Roberto Caminos, Buenos Aires, 97-100.
- Darwin, G. H. (1883). The harmonic analysis of tidal observations. (Report of a Committee consisting of Professors G.H. Darwin and J.C. Adams for the harmonic analysis of tidal observations. *Brit. Assoc. Report for 1883*, 49-118) Reprinted in *Scientific papers*, 1, 1-70. Cambridge, 463 pp. 1907.
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E., y Elgered G., (1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, *Radio Sci.*, 20(6), 1593–1607.
- Dehant, V., (1986b). Integration des équations aux déformations d'une Terre elliptique, inélastique, en rotation uniforme et à noyau liquide, Ph.D. thesis, 298 pp., Univ. Catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgium.
- Dehant, V., (1987a) Body tides for an elliptical rotating Earth with an inelastic mantle, in *Proceedings of 10th Symposium on Earth tides*, Madrid, Spain, 1985, edited by R. Vieira, pp. 367-376, Cons. Super. de Invest. Cientif., Madrid, Spain.
- Dehant, V., Ducarme, B. (1987). Comparison between the theoretical and observed tidal gravimetric factor. *Phys. Earth Planetary Inter.* 49, 192-212.
- Dehant, V., Zschau J. (1989). The effect of mantle inelasticity on tidal gravity: a comparison between the spherical and the elliptical earth model. *Geophys. J.* 97, 549–556.
- Dehant V., Defraigne P. y Wahr J. M. (1999). Tides for a convective Earth. *J. Geophys. Res.* 104, B1, 1035–1058.
- Deo M. N., Zhang, K., Roberts, C., Talbot N. C. (2003). An investigation of GPS precise point positioning methods. Paper presented at *SatNav 2003, 6th International Symposium on Satellite Navigation Technology Including Mobile Positioning & Location Services*, Melbourne, Australia, July 22–25.
- Desai S. D., Wahr J. M., y Chao Y. (1997). Error analysis of empirical ocean tide models estimated from Topex/Poseidon altimetry. *Journal of Geophysical Research* 102: 25,157–25,172.
- Dickman, S. R. (2005). Rotationally consistent Love numbers. *Geophysical Journal International*, v 161, Issue 1, pp. 31-40.
- Doake, C., Corr, H., Nicholls, K., Gaffikin, A., Jenkins, A., Bertiger, W., King, M. (2002). Tide-induced lateral movement of brunt ice shelf, antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 8, pp. 67–1, 1226, doi: <https://doi.org/10.1029/2001gl014606>.
- Doodson A. T. (1921). The harmonic development of the tide-generating potential *Proc. R. Soc. Lond. Series A* 100, 306–329. Reprint in *International Hydrographic Revue*, vol. 31, No. 1, Monaco 1954.
- Dragert, H., James, T. S. y Lambert A. (2000). Ocean loading corrections for continuous GPS: A case study at the Canadian coastal site Holberg, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2045–2048, doi:10.1029/2000GL011536.

- Ducarme, B. y Somerhausen, A. (1997). "Tidal gravity recording at Brussels with a Scintrex CG-3M gravity meter". *Bull. Inform. Marees Terrestres* 126 (1997): 9611–34.
- Ducarme, B., Pálinká V., Meurers B., Xiaoming C., Val'ko M. (2014). On the comparison of tidal gravity parameters with tidal models in central Europe. *J. Geodynamics*, 80, 12-19.
- Dziewonski A. M. and Anderson D. L. (1981). Preliminary reference Earth model *Phys. Earth Planet Int.* 25 297–356.
- Eanes, R., y Bettadpur S. (1996). The CSR 3.0 global ocean tide model, Tech. Memo. CSR-TM-96-05, Center for Space Res., Univ. Texas, Austin.
- Eanes, R. (2002). The CSR4.0GlobalOceanTideModel, <ftp://www.csr.utexas.edu/pub/tide>.
- Egbert, G. D., Bennett, A. F., y Foreman M. G. G. (1994). Topex/Poseidon tides estimated using a global inverse model, *J. Geophys. Res.*, 99, 24821–24852.
- Egbert, G. D., y Bennett, A. F. (1996). Data assimilation methods for ocean tides, in *Modern Approaches to Data Assimilation in Ocean Modeling*, edited by P. Malanotte-Rizzoli, pp. 147–179, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Egbert, G. D., y Erofeeva, S. Y. (2002). Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 19, 183–204.
- Egbert, G. D., Erofeeva, S. Y. y Ray R. D. (2010). Assimilation of altimetry data for nonlinear shallow-water tides: Quarter-diurnal tides of the Northwest European Shelf, *Cont. Shelf Res.*, 30, 668–679.
- ESA, (1997). "The Hipparcos and Tycho catalogues," European Space Agency Publication, Noordwijk, SP-1200, June 1997, 19 volumes.
- Estey, L. H., y Meertens, C. M. (1999). TEQC: the multi-purpose toolkit for GPS/GLONASS data. *GPS solutions*, 3(1), 42-49.
- Farrell, W. E. (1972). Deformation of the Earth by surface load. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 761–797.
- Fok, H. S. (2012). Ocean tides modeling using satellite altimetry, *Geodetic Science Rep. No. 501*, Ohio State Univ., Columbus.
- Francis O, Niebauer, T. M., Sasagawa, G., Klopffing, F., y Gschwind, J. (1998). Calibration of a superconducting gravimeter by comparison with an absolute gravimeter FG5 in Boulder. *Geophysical Research Letters* 25: 1075–1078.
- Francis O. and Hendrickx, M. (2001). Calibration of the LaCoste-Romberg 906 by Comparison with the Superconducting Gravimeter C021 in Membach (Belgium), *Journal of the Geodetic Society of Japan*, vol. 47, no. 1, pp.16-21.
- GEBCO Digital Atlas (2003). British Oceanographic Data Centre on Behalf of IOC, IHO and BODC, Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool, U. K.
- Geiger, A. (1988): Einfluss und Bestimmung der Variabilität des Phasenzentrums von GPSAntennen. Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Institute of Geodesy and Photogrammetry, Mitteilungen vol 43.
- Grewal, M. S., Andrews, A. P. (2001). Kalman filtering. Theory and practice using MATLAB, 2nd edition. Wiley, New York Chichester Weinheim Brisbane Singapore Toronto.

Groves, G. W., y Reynolds, R. W. (1975). An orthogonalized convolution method of tide prediction, *J. Geophys. Res.*, 80, 4131–4138.

Guinot, B. (1995). Scales of Time. *Metrologia* 31: 431–440.

Habrigh, H., Beutler, G., Gurtner, W., Rothacher, M. (1999). Double difference ambiguity resolution for GLONASS / GPS carrier phase. In: Proceedings of ION GPS-99, 12<sup>th</sup> International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Nashville, Tennessee, September 14–17: 1609–1618.

Han, S., Dai, L., Rizos, C. (1999). A new data processing strategy for combined GPS/GLONASS carrier phase based positioning. In: Proceedings of ION GPS-99, 12<sup>th</sup> International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute of Navigation, Nashville, Tennessee, September 14–17: 1619–1627.

Harrison, J. C. y LaCoste, L. J. B. (1978). The measurement of surface gravity. In Mueller II (ed.) Applications of Geodesy to Geodynamics: Ninth GEOP Conference, pp. 239–243, Columbus, OH: Ohio State University. rep. 280.

Hartmann, T., Wenzel, H.-G. (1995a). The HW95 tidal potential, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, No. 24, p. 3553-3556.

Hartmann, T. y Wenzel, H. -G. (1995b). Catalogue HW95 of the tide generating potential. *Bull. Inf. Marées Terrestres* 123: 9278-9301.

Hazard, C., Sutton, J., Argue, A. N., Kenworthy, C. N., Morrison, L. V., y Murray, C. A. (1971). "Accurate radio and optical positions of 3C273B," *Nature Phys. Sci.*, 233, pp. 89-91.

Hendershott, M. C. (1972). The effects of solid earth deformation on global ocean tides, *Geophys. J. Astron. Soc.*, 29, 389–402.

Hensley, S., Wheeler, K., Sadowy, G., Jones, C., Shaffer, S., Zebker, H., Miller, T., Heavey, B., Chuang, E., Chao, R., Vines, K., Nishimoto, K., Prater, J., Carrico B., Chamberlain, N., Shimada, J., Simard, M., Chapman, B., Muellerschoen, R., Le, C., Michel, T., Hamilton, G., Robison, D., Neumann, G., Meyer, R., Smith, P., Granger, J., Rosen, P., Flower y Smith, R. (2008). The UAVSAR instrument: Description and first results. In: 2008 IEEE Radar Conference. IEEE, pp. 1–6. <https://doi.org/10.1109/radar.2008.4720722>.

Herrada, A., Miranda S., Fuentes C., Torres Lobato O., Pintos H., Smalley Jr. R. (2010). Monitoreo de la Calidad de Datos GPS Continuo: La Estación UNSJ (San Juan, Argentina). *Revista Geoacta*, 35 : 55-62.

Herring, T. A, Mathews, P. M., y Buffett, B. A. (2002). Modeling of nutation-precession: Very long baseline interferometry results. *Journal of Geophysical Research* 107(B4): 2069, doi:10.1029/2001JB000165.

Hilla, S. (2002): Extending the Standard Product 3 (SP3) Orbit Format. IGS Network, Data and Analysis CenterWorkshop, Ottawa 2002.

Hinderer, J., Florsch, N., Maekinen, J., Legros, H., y Faller, J. E. (1991). On the calibration of a superconducting gravimeter using absolute gravity measurements. *Geophysical Journal International* 106: 491–497.

Hinderer, J., Crossley, D. (2004). Scientific achievements from the first period (1997–2003) of the Global Geodynamics Project using a worldwide network of superconducting gravimeters, *J. Geody.* 38 (3–5), 237–262.

Hobson, E. W., (1931). The theory of spherical and ellipsoidal harmonics, Cambridge University Press., Cambridge.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., Collins, J. (2001). Global Positioning System: Theory and Practice. 6th ed., Springer-Verlag, Wien-NewYork.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., y Wasle, E. (2008). GNSS-GPS, GLONASS, Galileo & more.

- Hopfield, H. S., (1969). Two-quartic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data, *J. Geophys. Res.* 74(18), 4487–4499.
- IAU (1997). Resolution B2, “On the international celestial reference system (ICRS),” XXIIIrd IAU GA, Kyoto, 1997, [http://www.iau.org/static/resolutions/IAU1997\\_French.pdf](http://www.iau.org/static/resolutions/IAU1997_French.pdf)
- Ito, T., Okubo, M., y Sagiya, T. (2009). High resolution mapping of Earth tide response based on GPS data in Japan, *J. Geodyn.*, 48, 253–259, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.09.012>, 2009.
- Jeffreys, H., (1976). *The Earth. Its Origin, History and Physical Constitution*, Cambridge University Press, Cambridge, 1924 (reprinted with additions 1976).
- Kang, K., Li H., Peng P., Hao H., Wei J. (2011). Seasonal variations in hydrological influences on gravity measurements using gPhones. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 22, 157-168, doi: 10.3319/TAO.2010.08.02.01(TibXS).
- Kaplan, G. H., Josties, F. J., Angerhofer, P. E., Johnston, K. J., y Spencer, J. H. (1982). “Precise radio source positions from interferometric observations,” *Astron. J.*, 87(3), pp. 570-576, doi: 10.1086/113131.
- Kedar, S., Hajj, G. A., Wilson, B. D., Heflin, M. B. (2003). The effect of the second order GPS ionospheric correction on receiver positions. *Geo-phys. Res. Lett.* 30 (16), 1829.<https://doi.org/10.1029/2003gl017639>.
- Khan, S. A., y Tscherning, C. C. (2001). Determination of semi-diurnal ocean tide loading constituents using GPS in Alaska, *Geophys. Res. Lett.*, 28(11), 2249–2252, doi:10.1029/2000GL011890.
- Khan, S. A., y Scherneck, H. -G. (2003). The M2 ocean tide loading wave in Alaska: Vertical and horizontal displacements, modelled and observed, *J. Geod.*, 77(3–4), 117–127.
- King, M. A., y Padman, L. (2005). Accuracy assessment of ocean tide models around Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23608, doi:10.1029/2005GL023901.
- King, M. A., y Santamaría-Gómez, A. (2016). Ongoing deformation of Antarctica following recent Great Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1918–1927, doi:10.1002/2016GL067773.
- Klobuchar, J. (1991): Ionospheric Effects on GPS. *GPSWorld*, 2 (4): 48–51.
- Klobuchar, J. (1996): Ionospheric Effects on GPS. In: Parkinson, Spilker (eds.) (1996), Vol. 1, Chap. 12: 485–515.
- Knocke, P. (1989). Earth radiation pressure effects on satellites. Ph.D.thesis, The University of Texas at Austin, Center for Space Research(CSR-89-1).
- Knocke, P., Ries, J., Tapley, B. (1988). Earth radiation pressure effects on satellites. In: AIAA/AAS Astrodynamics Conference, Minneapolis,MN., pp. 577–587.<https://doi.org/10.2514/6.1988-4292>.
- Koop, R., y Rummel R. (Eds.) (2008). *The Future of Satellite Gravimetry*, ESTEC, Noordwijk, The Netherlands.
- Kouba, J., y Héroux P. (2001). Precise point positioning using IGS orbit and clock products, *GPS Solut.*, 5(2), 12–18.
- Kovalevsky, J., Lindegren, L., Perryman, M. A. C., Hemenway, P. D., Johnston, K. J., Kislyuk, V. S., Lestrade, J. F., Morrison, L. V., Platais, I., Röser, S., Schilbach, E., Tucholke, H. -J., De Vegt, C., Vondrák, J., Arias, F., Gontier, A. M., Arenou, F., Brosche, P., Florkowski, D. R., Garrington, S. T., Preston, R. A., Ron, C., Rybka, S. P., Scholz, R. -D., y Zacharias, N. (1997). The Hipparcos Catalogue as a realisation of the extragalactic reference system. *Astron. Astrophys.* 323: 620–633.
- Kowalik, Z., y Proshutinsky, A. Y. (1994). The Arctic Ocean tides, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 85, edited by O. M. Johannessen, R. D. Muench, and J. E. Overland, pp. 137–158, AGU, Washington, D. C.

- Kudryavtsev, S. M. (2004). Improved harmonic development of the Earth tide generating potential *J. Geodyn.* 77 829–38.
- Kustowski, B., Ekström, G., y Dziewoński, A. M. (2008). Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle: A global model, *J. Geophys. Res.*, 113, B06306, doi:10.1029/2007JB005169.
- Lambin, J., Morrow, R., Fu, L.-L., Willis, J.K., Bonekamp, H., Lillibridge, J., Perbos, J., Zaouche, G., Vaze, P., Bannoura, W., Parisot, F., Thouvenot, E., Coutin-Faye, S., Lindstrom, E., y Mignogno, M. (2010). The OSTM/Jason-2 mission. *Mar. Geodesy* 33 (S1), 4–25. <https://doi.org/10.1080/01490419.2010.491030>.
- Lauría, E., Pacino, M. C., Blitzkow, D., Piñon, D., Miranda, S., Bonvalot, S., Gabalda, G., Tocho, C. (2015). RAGA - AAGN (Argentine Absolute Gravity Network). 26th. IUGG 2015 General Assembly, Praga, 22 June to 2 July, 2015.
- Leandro, R. F., Santos, M. C., Langley, R. B. (2006). UNB neutral atmosphere models: Development and performance, *Proc. ION NTM 2006, Monterey (ION, Virginia 2006)* pp. 564–573.
- Leick, A. (1995). *GPS satellite surveying*. 2nd. Edition, JohnWiley, NewYork.
- Le Provost, C., Lyard, F., y Molines, J. (1991). Improving ocean tide predictions by using additional semidiurnal constituents from spline interpolation in the frequency domain. *Geophysical Research Letters* 18: 845–848.
- Le Provost, C., Bennett, A. F., y Cartwright, D. E. (1995). Ocean tides for and from TOPEX / POSEIDON. *Science* 267: 639–642.
- Le Provost, C., Lyard, F., Molines, J. M., y Genco, M. L. (1998). A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set. *Journal of Geophysical Research* 103: 5513–5529.
- Llubes, M., y Mazzega, P. (1997). Testing recent global ocean tide models with loading gravimetric data. *Progress in Oceanography* 40: 369–383.
- Love, A. E. H. (1911). *Some problems of geodynamics*. First published in 1911 by the Cambridge University Press and published again in 1967 by Dover, New York, USA.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., y Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides: Modern insights from FES2004, *Ocean Dyn.*, 56, 394–415.
- Mader, G. L. (1999). GPS antenna calibration at the National Geodetic Survey. *GPS Solutions*, 3(1): 50–58.
- Matsumoto, K., Takanezawa, T., y Ooe, M. (2000). Ocean tide models developed by assimilating Topex/Poseidon altimeter data into hydro- dynamical model: A global model and a regional model around Japan, *J. Oceanogr.*, 56, 567–581.
- Matsumoto, K., Sato, T., Takanezawa, T., and Ooe, M. (2001). GOTIC2. A program for computation of oceanic tidal loading effect. *Publications of the International Latitude Observatory, Mizusawa* 47: 243–248.
- McCarthy, D. D. (1996). *IERS Conventions 1996, IERS Technical Note* 22.
- McCarthy, D. D., y Petit, G. (2004). *IERS Conventions (2003), IERS Tech. Note* 32.
- Martens, H. R., Simons, M., Owen, S., y Rivera, L. (2016). Observations of ocean tidal load response in South America from subdaily GPS positions, *Geophys. J. Int.*, 205, 1637–1664, <https://doi.org/10.1093/gji/ggw087>, 2016.
- Mathews, P. M., Dehant, V. y Gipson, J. M. (1997). Tidal station displacements. *Journal of Geophysical Research* 102: doi: 10.1029/97JB01515.

- Melchior, P. (1978). *The Tides of the Planet Earth*. Pergamon Press., Oxford, 609 pp.
- Métivier, L., Conrad C. P. (2008). Body tides of a convecting, laterally heterogeneous, and aspherical Earth, *J. Geophys. Res.*, 113, B11405, doi:10.1029/2007JB005448
- Meurers, B. (2002). Aspects of gravimeter calibration by time domain comparison of gravity records, *Bull. d'Inform. Mare'es Terrestres*. 135, 10643–10650.
- Meurers, B. (2012). Aspects of gravimeter calibration by time domain comparison of gravity records. *Bull. d'Inform. Marees Terrestres*, 135, 10643–10650.
- Meurers, B. (2018). Scintrex CG5 used for superconducting gravimeter calibration. *Geodesy and Geodynamics*, 9, 197-203.
- Mikolaj, M. y Habel B. (2013). The first tidal analysis based on the CG5 Autograv gravity measurements at Modra station. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 43/1, 59–72.
- Mikolaj, M., Güntner, A., Brunini, C., Wziontek, H., Gende, M., Schröder, S., Cassino, A. M., Pasquaré, A., Reich, M., Hartmann, A., Oreiro, F. A., Pendiuk, J., Guarracino, L., Antokoletz, E. D. (2019). Hydrometeorological and gravity signals at the Argentine-German Geodetic Observatory (AGGO) in La Plata. - *Earth System Science Data*, 11, 1501-1513. <https://doi.org/10.5194/essd-11-1501-2019>.
- Milani, A., Nobili, A. M., Farinella, P. (1987). *Non-gravitational perturbations and satellite geodesy. Non-gravitational perturbations and satellite geodesy*. A. Milani, AM Nobili, P. Farinella. Adam Hilger Ltd., Bristol, UK. 125 pp. (1987). ISBN 0-85274-538-9.
- Misra, P. y Enge, P. (2001). *Global Positioning System, Signals, Measurement, and Performance*. Ganga-Jamuna Press, Lincoln, Massachusetts.
- Moore, R. D. y Farrell, W. E. (1970). Linearization and calibration of electrostatically feedback gravity meters, *J. geophys. Res.*, 75, 928–932.
- Munk, W. H. y Cartwright, D. E. (1966). Tidal spectroscopy and prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society Series A* 259: 533–581.
- Navarro, J. C., Miranda, S. A., Herrada A. H. y Pacino M. C. (2021). Rigorous calibration of a spring gravimeter for accurate Earth tide parameters at San Juan (Argentina). *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02668-4>.
- Niebauer, T. (2015). *Gravimetric Methods – Absolute and Relative Gravity Meter: Instruments Concepts and Implementation*. *Treatise on Geophysics*, Second Edition, DOI: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00057-9.
- Parkinson, B.W., Enge, P., Axelrad, P., Spilker Jr, J. J. (1996). *Global positioning system: Theory and applications*, Volume I. American Institute of Aeronautics and Astronautics, Reston, doi: 10.2514/4.866388, <https://doi.org/10.2514/4.866388>.
- Penna, N. T. y Stewart, M. P. (2003). Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series. *Geophysical Research Letters* 30: SDE 1–1, doi:10.1029/2003GL018828.
- Penna, N. T., King, M. A. y Stewart, M. P. (2007). GPS height time series: Short-period origins of spurious long-period signals, *J. Geophys. Res.*, 112, B02402, doi:10.1019/2005JB004047.
- Penna, N. T., Bos, M. S., Baker, T. F. y Scherneck, H. -G. (2008). Assessing the accuracy of predicted ocean tide loading displacement values, *J. Geod.*, 82(12), 893–907.
- Penna, N. T., Clarke, P. J., Bos, M. S., y Baker, T. F. (2015). Ocean tide loading displacements in western Europe: 1. Validation of kinematic GPS estimates, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2015JB011882.

Petit, G., y Luzum, B. (Eds.) (2010). IERS Conventions, p. 179, Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie, Frankfurt am Main.

Petrov, L., y Ma, C. P. (2003). Study of harmonic site position variations determined by very long baseline interferometry, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2190, doi:10.1029/2002JB001801.

Piñon D. A., Gomez D. D., Smalley R., Cimbaro S. R., Lauria E. A., y Bevis M. G. (2018). The History, State, and Future of the Argentine Continuous Satellite Monitoring Network and Its Contributions to Geodesy in Latin America, *Seismological Research Letters*, 89(2A), 475-482, <https://doi.org/10.1785/0220170162>.

Pugh, D., y Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, 407 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Ray, R. D. (1999). A global ocean tide model from Topex/Poseidon altimetry: GOT99.2, *NASA Tech. Memo. 209478*, 58 pp., Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.

Ray, R. D., (2001). Resonant third-degree diurnal tides in the seas off Western Europe. *Journal of Physical Oceanography* 31: 3581–3586.

Ray, R. D. (2013). Precise comparisons of bottom-pressure and altimetric ocean tides, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 4570–4584, doi:10.1002/jgrc.20336.

Remondi, B. W. (1984). Using the Global Positioning System (GPS) phase observable for relative geodesy: modeling, processing, and results. University of Texas at Austin, Center for Space Research.

Remondi, B. (1991): NGS second Generation ASCII and Binary Orbit Formats and Associated Interpolated Studies. Proc. IUGG XXth Gen. Assembly Vienna, August 1991.

Riccardi, U., Berrino, G., Corrado, G. (2002). Changes in instrumental sensitivity of some feedback systems used in LaCoste-Romberg gravimeters. *Metrologia*, 39: 509-515

Riccardi U., Rosat, S., Hinderer, J. (2011). Comparison of the Micro-g LaCoste gPhone-054 spring gravimeter and the GWR-C026 superconducting gravimeter in Strasbourg (France) using a 300-day time series. *Metrologia*, 48, 28–39.

Riccardi, U., Rosat, S., Hinderer, J. (2012). On the Accuracy of the Calibration of Superconducting Gravimeters Using Absolute and Spring Sensors: a Critical Comparison. *Pure Appl. Geophys.* 169, 1343–1356 (2012). <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0398-8>.

Richter, B., Wilmes, H., y Nowak, I. (1995). The Frankfurt calibration system for relative gravimeters. *Metrologia* 32: 217–223.

Roosbeek, F. (1996). RATGP95: A harmonic development of the tide generating potential using an analytical method. *Geophys. J. Int.* 126: 197-204.

Rosat, S., Hinderer, J., Crossley, D., Boy, J. P., (2004). Performance of superconducting gravimeters from long-period seismology to tides. *J. Geodynamics*, 38, 461-476.

Rosat, S., Calvo, M., Hinderer, J., Riccardi, U., Arnosó, J., Zürn, W. (2015). Comparison of the performances of different spring and superconducting gravimeters and STS-2 seismometer at the Gravimetric Observatory of Strasbourg, France. *Stud Geophys Geod* 59, 58–82 <https://doi.org/10.1007/s11200-014-0830-5>.

Russel, S. y Schaibly, J. (1980): Control segment and user performance. *Navigation* 25 (2) (1978). In: Janiczek (ed.) (1986) Vol. 1: 74–80.

- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. In: *The Use of Artificial Satellites for Geodesy*, ed. by S.W. Henriksen, A. Mancini, B.H. Chovitz (AGU, Washington 1972) pp. 247–251.
- Savcenko, R., Gebler, M. y Bosch, W., (2011). Validation of recent tide models by means of crossover differences and time series of bottom pressure and tide gauges, *Geophys. Res. Abstracts*, 13(EGU2011-8343).
- Savcenko, R., y Bosch, W. (2012). EOT11a—Empirical ocean tide model from multi-mission satellite altimetry, DGI Report No. 89, Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, München.
- Savchuk, S., Khoptar, A. (2018). Estimation of Slant Tropospheric Delays from GNSS Observations with Using Precise Point Positioning Method, *Annual of Navigation*, 25, 253–266.
- Schrama, E. J. O., y Ray, R. D. (1994). A preliminary tidal analysis of Topex/Poseidon altimetry, *J. Geophys. Res.*, 99, 24,799–24,808.
- Schenewerk, M. J., Marshall, J. y Dillinger, W. (2001). Vertical ocean-loading deformation derived from the global GPS network, *J. Geod. Soc. Jpn.*, 47(1), 237–242.
- Scherneck, H. -G. (1991). Aparametrized solid earth tidemodel and ocean tide loading effects for global geodetic base-line measurements. *Geophys J Int* 106(3):677–694
- Scherneck, H. -G. (1993). Ocean tide loading: Propagation of errors from the ocean tide into loading coefficients. *Manuscr Geod* 18:59–71.
- Schuessler, K., (2018). ETERNA ET34-X-V71 Program system for Earth tide Analysis and Prediction Manual-01: Theory. Surin, 2018, 184 pp.
- Schwiderski, E. W. (1979). Global ocean tides: Part II. The semidiurnal principal lunar tide 884 (M2). *Atlas of Tidal Charts and Maps*, NSW Tech. Rep. 79-414, 87 pp., Naval Surface Weapons Center, Dahlgren, Va.
- Scintrex Limited, (2012). CG5 Scintrex Autograv system operation manual, part # 867700 Revision 8, p. 312.
- Seeber, G. (2003). *Satellite geodesy: foundations, methods, and applications*, 2nd edition. Walter de Gruyter, Berlin New York.
- Seidelmann, P., Guinot, B., Doggelt, L. (1992). Time. In: Seidelmann (ed.) (1992) Chap. 2: 39–94.
- Shida, T. (1912). On the elasticity of the earth and the earth's crust, *Memoirs of the College of Science and Engineering, Kyoto Imperial University*, 4, 1-286.
- Shum, C. K., Woodworth, P. L., Andersen, O. B., Egbert, G. D., Francis, O., King, C., Klosko, S. M., Le Provost, C., Li, X., Molines, J-M., Parke, M. E., Ray, R. D., Schlax, M. G., Stammer, D., Tierney, C. C., Vincent, P. y Wunsch, C. I. (1997). Accuracy assessment of recent ocean tide models, *J. Geophys. Res.*, 102, 25,173–25,194.
- Sibthorpe, A., Bertiger, W., Desai, S.D., Haines, B., Harvey, N., Weiss, J.P. (2011). An evaluation of solar radiation pressure strategies for the GPS constellation. *J. Geodesy* 85 (8), 505–517. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0450-6>
- Simons, M., Minson, S. E., Sladen, A., Ortega, F., Jiang, J., Owen, S. E., Meng, L., Ampuero, J.-P., Wei, S., Chu, R., Helmberger, D. V., Kanamori, H., Hetland, E., Moore, A. W., Webb, F. H. (2011). The 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki earthquake: Mosaicking the megathrust from seconds to centuries. *Science* 332 (6036), 1421–1425 <https://doi.org/10.1126/science.1206731>
- Sovers, O. J. (1994). Vertical ocean loading amplitudes from VLBI measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 21(5), 357–360, doi:10.1029/93GL02648.

- Stammer, D., Ray, R. D., Andersen, O.B., Arbic, B. K., Bosch, W., Carrère L., Cheng, Y., Chinn, D. S., Dushaw, B. D., Egbert, G. D., Erofeeva, S. Y., Fok, H. S., Green, J. A. M., Griffiths, S., King, M. A., Lapin, V., Lemoine, F. G., Lutheke, S. B., Lyard, F., Morison, J., Müller, M., Padman, L., Richman J. G., Shriver, J. F., Shum, C. K., Taguchi, E. y Yi, Y. (2014). Accuracy assessment of global barotropic ocean tide models, *Rev. Geophys.*, 52, 243–282, doi:10.1002/2014RG000450.
- Standish, E. M., Newhall, X. X., Williams, J. G., y Folkner, W. F. (1995). JPL planetary and lunar ephemerides DE403/LE403. Jet Propulsion Laboratory, Inter Office Memorandum 314. 10-127, Pasadena.
- Standish, E. M. y Williams, J. G. (1981). Planetary and lunar ephemerides DE200/LE200 (magnetic tape). Taguchi, E., Zahel, W., y Stammer, D. (2014). Inferring deep ocean tidal energy dissipation from the global high-resolution data-assimilative HAMTIDE model, *J. Geophys. Res. Oceans*, doi:10.1002/2013JC009766.
- Tamura, Y. (1987). A Harmonic Development of the Tide-Generating Potential, *Bull. Inf. Mar. Terr.*, 99, 6813 – 6855
- Tamura, Y. (1993). Additional terms to the tidal harmonic tables. In: Hsu HT (ed) Proc, 12<sup>th</sup> Int. Symp. Earth Tides. Science Press, Beijing, pp. 345-350.
- Tamura, Y., Sato, T., Fukuda, Y., y Higashi, T. (2005). Scale factor calibration of a superconducting gravimeter at Esashi Station, Japan, using absolute gravity measurements. *Journal of Geodesy* 78: 481–488.
- Thomas, I. D., King, M. A., y Clarke, P. J. (2007). A comparison of GPS, VLBI and model estimates of ocean tide loading displacements, *J. Geod.*, 81(5), 359–368.
- Torge W (1989) Gravimetry. Berlin: Walter de Gruyter Verlag.
- Torge, W., Timmen, L., Röder, R. H., Schnull, M. (1994). The IFE Absolute Gravity Program "South America" 1988-1991. Deutsche Geodatische Kommission, 44 pp.
- Van Camp, M. y Vauterin, P. (2005). Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences* 31(5): 631-640.
- Van Camp, M., De Viron, O., Watlet, A., Meurers, B., Francis, O., Caudron, C. (2017). Geophysics from terrestrial time-variable gravity measurements. *Reviews of Geophysics*, 55, 938–992. <https://doi.org/10.1002/2017RG000566>.
- Wahr, J. M. (1979). The tidal motions for a rotating, elliptical, elastic and oceanless Earth, Ph.D. thesis, 216 pp., Univ. of Color., Boulder.
- Wahr, J. M. (1981a). Body Tides on an Elliptical, Rotating, Elastic and Oceanless Earth, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 64, 677 - 703.
- Wahr J. M. (1981b). A normal mode expansion for the forced response of a rotating Earth. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, vol 64, nr 3, pp 651-675
- Wahr, J. (1981c). The forced nutations of an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64(3):705-727. doi: 10.1111/j.1365-246X.1981.tb02691. x.
- Wahr, J., (1996). *Geodesy and Gravity Class Notes*. Samizdat Press, 304 pp.
- Wahr, J. M., y Bergen, Z. (1986). The effects of mantle inelasticity on nutations, Earth tides, and tidal variations in rotation rate, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 633 - 668.
- Wang, R. (1997). Tidal response of the Solid Earth, *Tidal Phenomena*, (Eds.: Wilhelm, H., Zurn, W. and Wenzel, H.-G.), Springer, Berlin, 27-26.

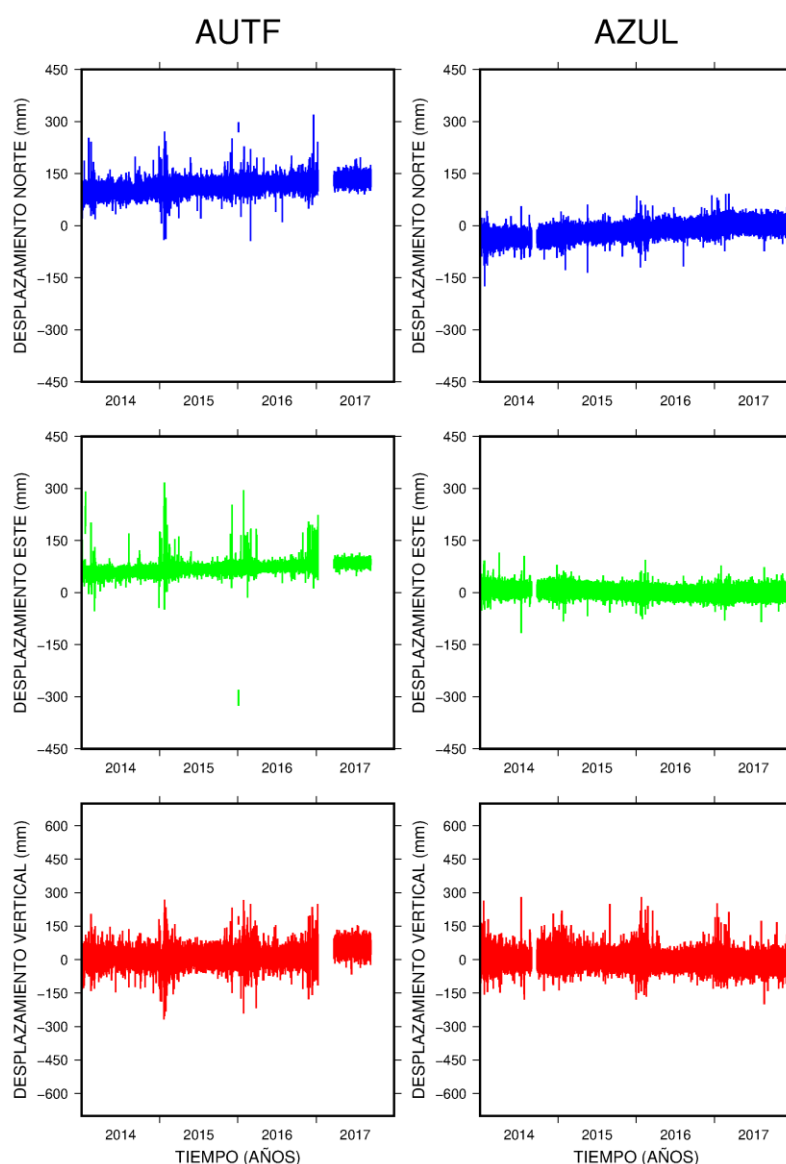
- Wang J., Penna, N. T., Clarke, P. J., y Bos, M. S. (2020). Asthenospheric anelasticity effects on ocean tide loading around the East China Sea observed with GPS, *Solid Earth*, 11, 185-197. <https://doi.org/10.5194/se-11-185-2020>.
- Wenzel, H.-G. (1994). PRETERNA - a preprocessor for digitally recorded tidal data. *Bulletin d'Informations Mareés Terrestres*, vol. 118, 8722-8734, Bruxelles 1994.
- Wenzel, H.-G. (1997a). Tide-generating potential of the Earth. In: Wilhelm, H., Zurn, W., and Wenzel, H.-G. (Eds.), *Tidal Phenomena, Lecture Notes in Earth Sciences*, 66, 9–26, Springer, Berlin
- Wenzel, H.-G. (1997b). Analysis of earth tide observations. In: Wilhelm H., Zürn W., Wenzel HG. (eds) *Tidal Phenomena. Lecture Notes in Earth Sciences*, vol 66. Springer, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/BFb0011457>
- Wessel, P. y Smith, W. H. F. (1996). A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. *Journal of Geophysical Research* 101: 8741–8743.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J. F., y Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: Improved version released. *EOS Trans AGU*, 94, 409–410.
- Widmer, R., Masters G. y Gilbert, F., (1991). Spherically symmetric attenuation within the Earth from normal mode data, *Geophys. J. Int.*, 10•, 541-553.
- Wiese, D. N. (2011). Optimizing two pairs of GRACE-like satellites for recovering temporal gravity variations, PhD thesis, Univ. of Colorado, Boulder, Colo.
- Wiese, D. N., Visser, P. y Nerem, R. S. (2011). Estimating low resolution gravity fields at short time intervals to reduce temporal aliasing errors, *Adv. Space Res.*, 48, 1094–1107.
- Wu, J. T., Wu, S. C., Haj, G. A., Bertiger, W. I., Lichten, S. M. (1993). Effects of antenna orientation on GPS carrier phases. *Manuscripta Geodaetica*, 18: 91–98.
- Wübbena, G. (1991): Zur Modellierung von GPS Beobachtungen für die hochgenaue Positionsbestimmung. *Wiss. Arb. Univ. Hannover*, Nr. 168.
- Wziontek, H., Wolf, P., Häfner, M., Hase, H., Nowak, I., Rülke, A., Wilmes, H., Brunini, C. (2017). Superconducting Gravimeter Data from AGGO/ La Plata - Level 1. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/igets.lp.11.001>.
- Xi, Q. W. (1987). A new complete development of the tide-generating potential for the epoch J2000.0. *Bull Inf Mar Terrest* 99: 6766-6812.
- Xi, Q. W., (1989). The precision of the development of the tidal generating potential and some explanatory notes. *Bull Inf Mar Terrest* 105: 7396-7404.
- Yoder, C. F., Williams, J. G., Dickey, J. O., Schutz, B. E., Eanes, R. J., TapIcy, B. D. (1983). Secular variation of the Earth's gravitational harmonic J2 coefficient from LAGEOS and nontidal acceleration of Earth rotation, *Nature*, 303, 747-762.
- Yuan, L. G., Ding, X. L., Zhong, P., Chen, W., y Huang, D. F. (2009). Estimates of ocean tide loading displacements and its impact on position time series in Hong Kong using a dense continuous GPS network, *J. Geod.*, 83(11), 999–1025.
- Zahel, W. (1995). Assimilating ocean tide determined data into global tidal models, *J. Mar. Syst.*, 6, 3–13.
- Zhu, S. Y., Groten, E. (1988). Relativistic effects in GPS. In: Groten E, Strauß R (eds): *GPS techniques applied to geodesy and surveying*. Springer, Berlin Heidelberg New York Tokyo: 41–46 [Bhattacharji S, Friedman GM, Neugebauer HJ, Seilacher A (eds): *Lecture Notes in Earth Sciences*, vol 19].

Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., y Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks, *J. Geophys. Res.*, 102(B3), 5005–5017, doi:10.1029/96JB03860.

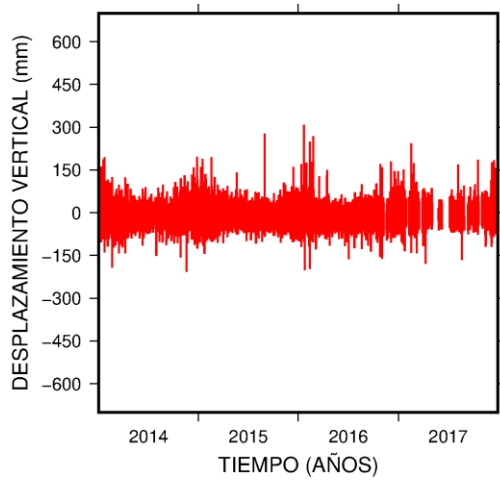
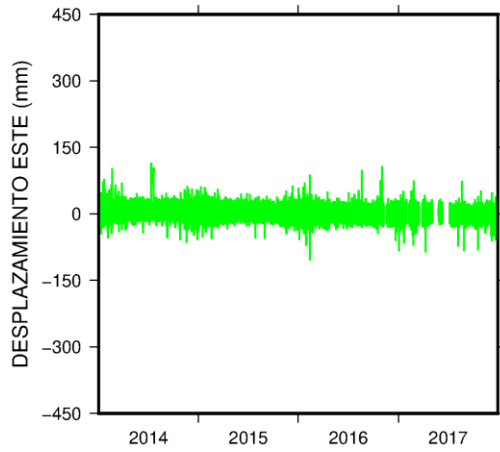
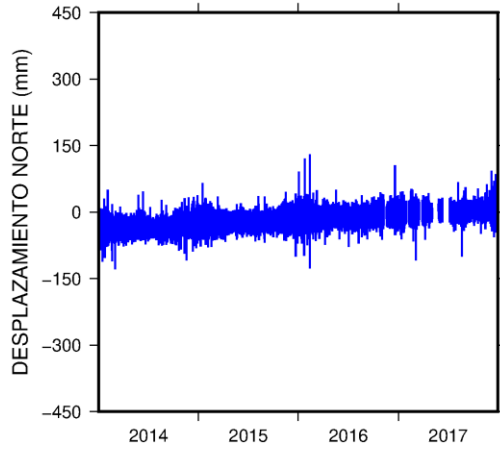
# ANEXOS

## ANEXO1: Desplazamientos GPS residuales observados

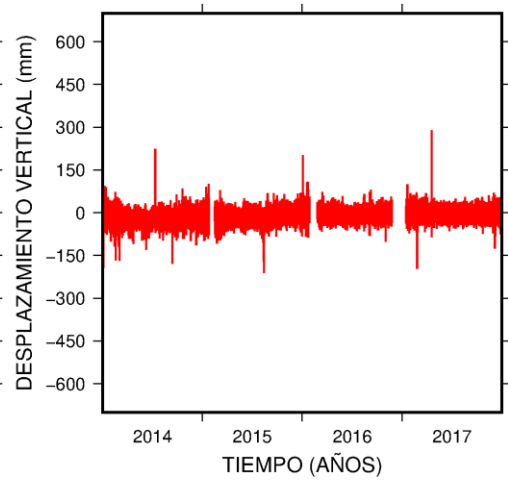
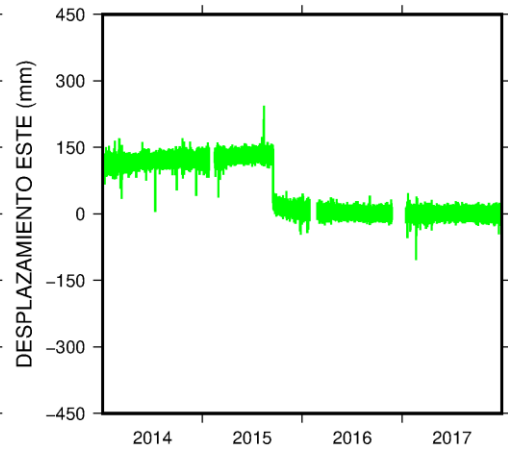
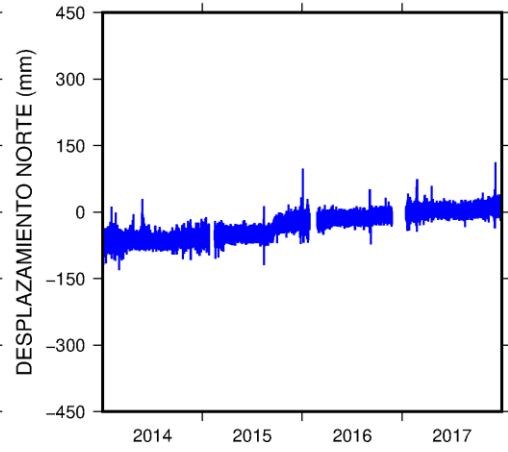
Las siguientes figuras muestran las series de tiempo de los desplazamientos GPS residuales observados para las tres componentes de coordenadas de cada estación interviniente en el estudio. Estos gráficos representan la salida del procesamiento de los datos GPS con el software GIPSYX y los datos de entrada para el análisis de marea realizado con el software ETERNA. Se adopta el término de “residuales”, debido a que el análisis de marea se aplica a la señal residual de marea que queda luego de que durante el procesamiento GPS se apliquen modelos de EBT y de OTL a priori.



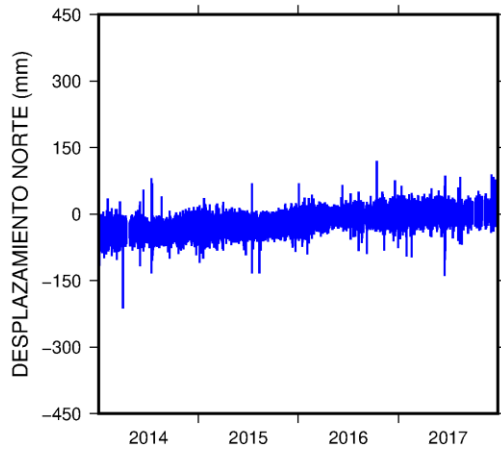
### BCAR



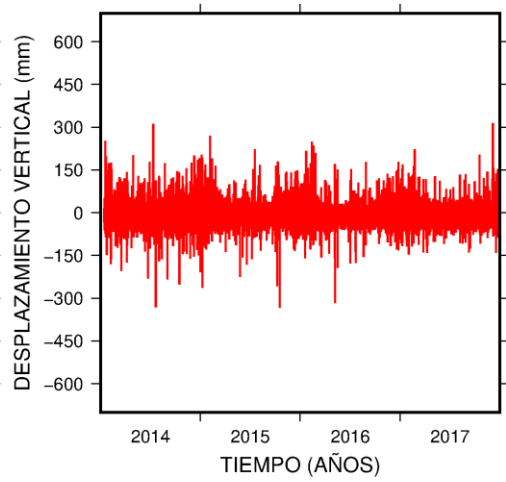
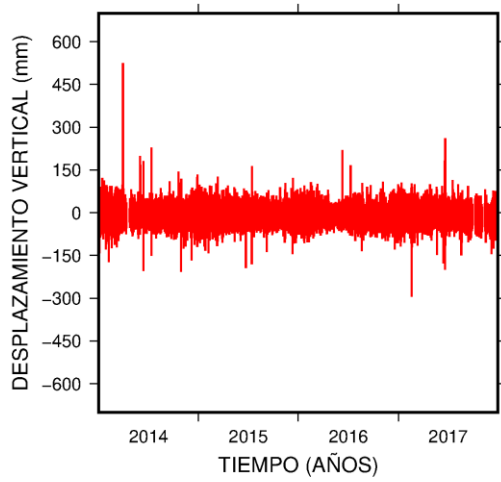
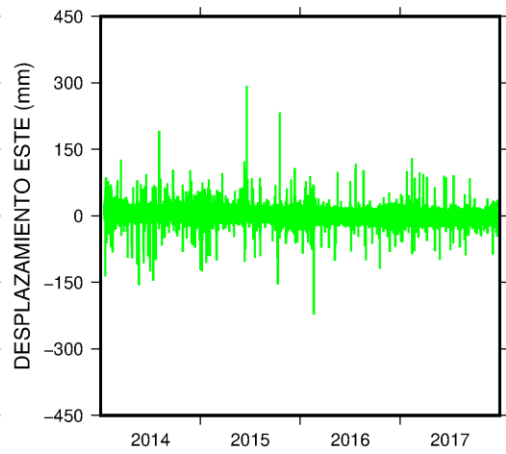
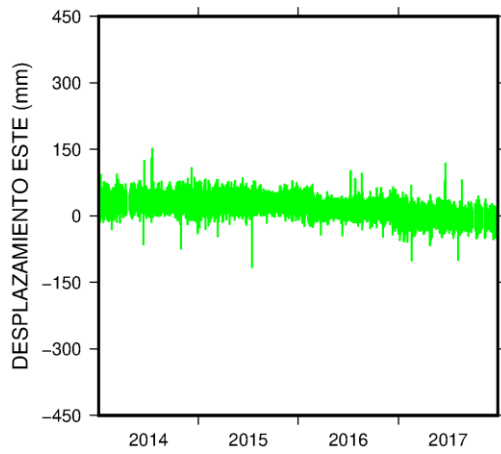
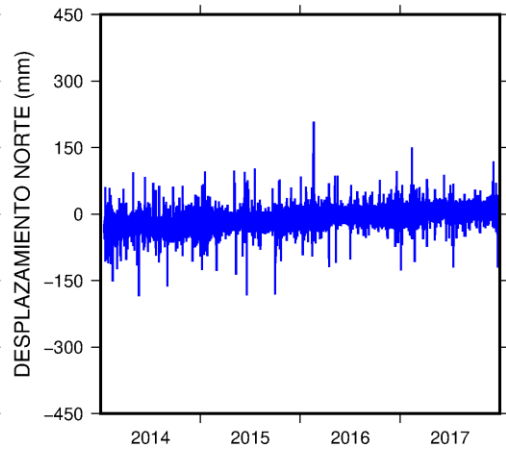
### CSLO



### ESQU

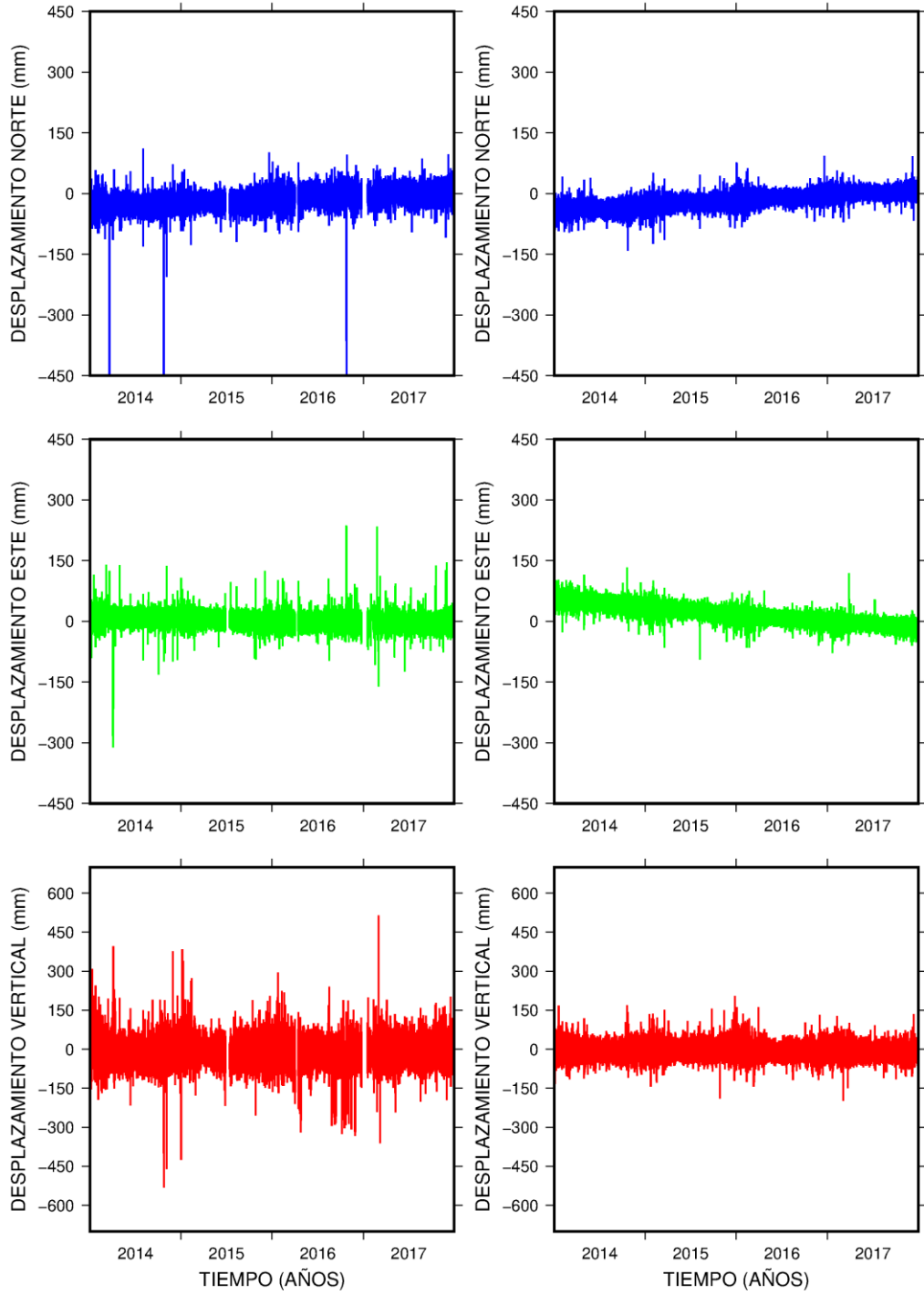


### IGM1



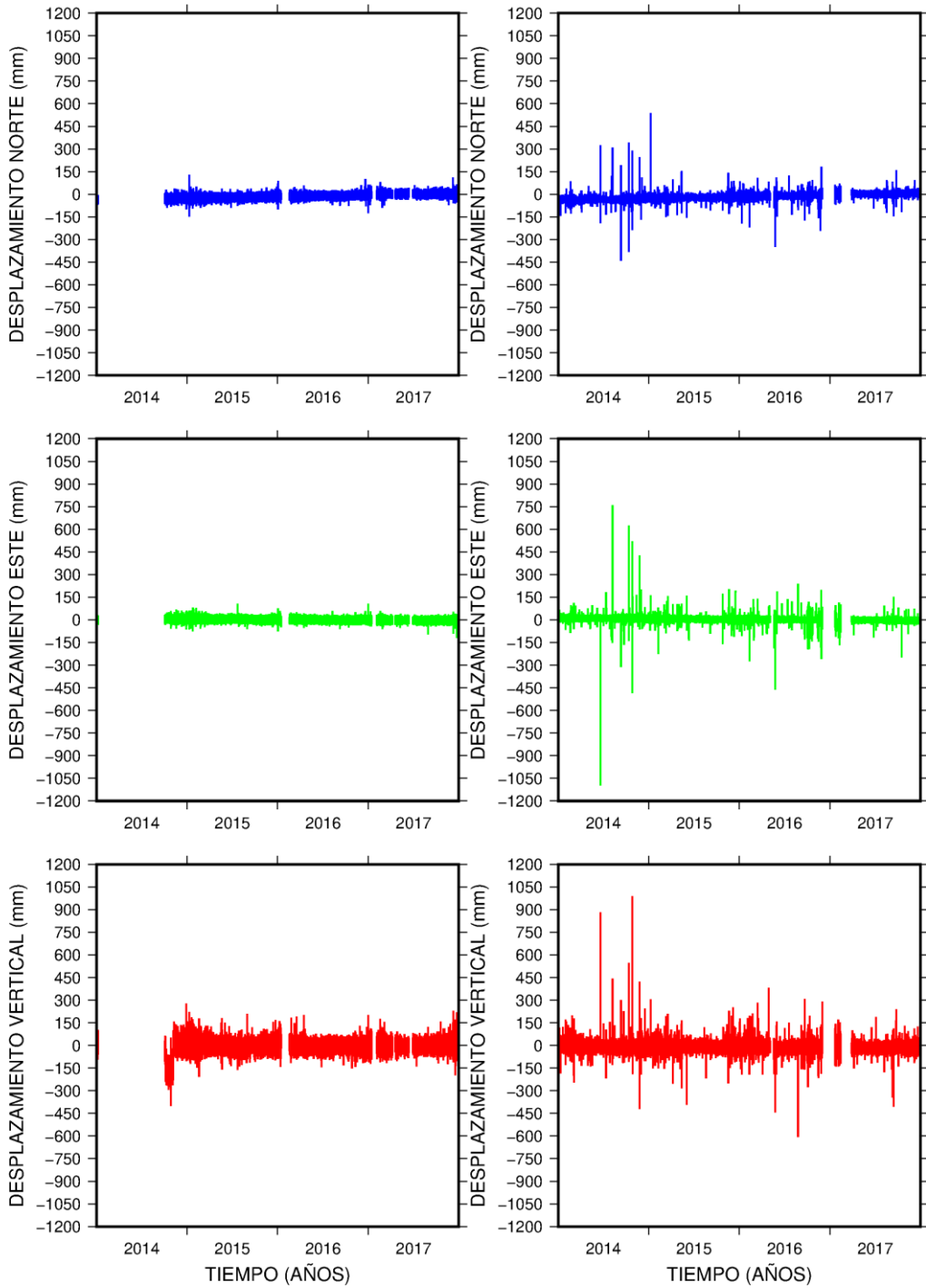
### LPGS

### MGUE

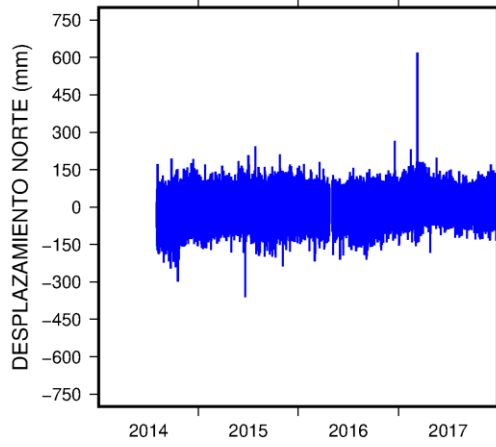


### MPL2

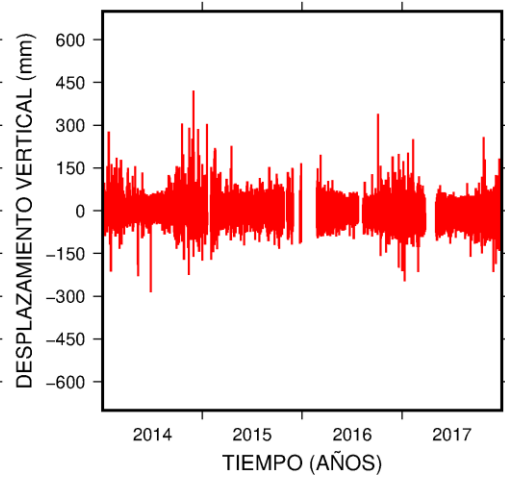
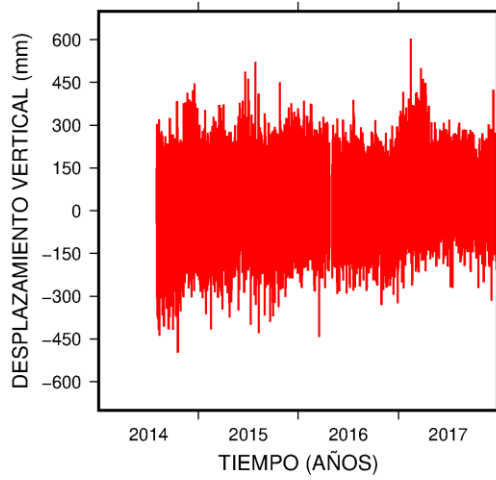
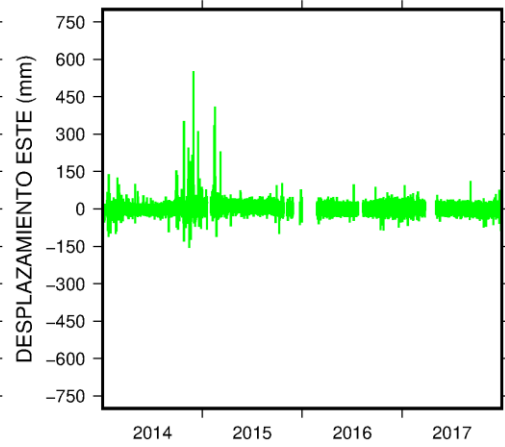
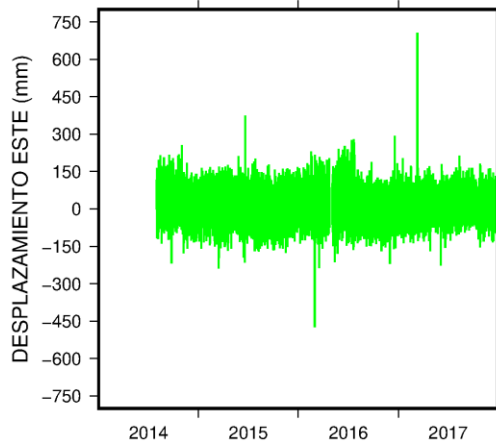
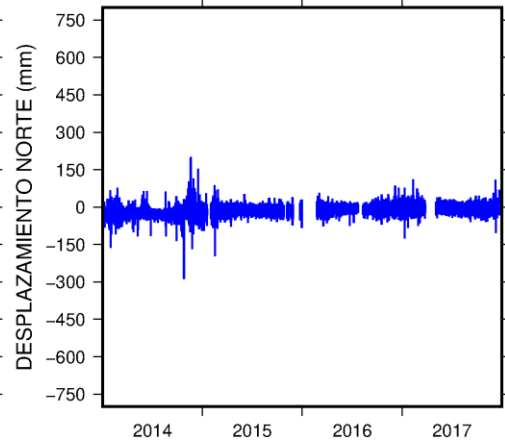
### NESA



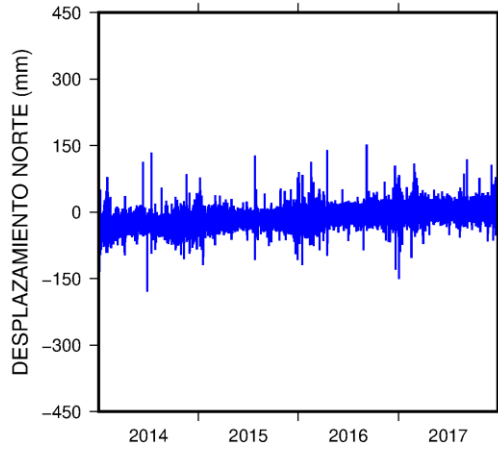
### RWSN



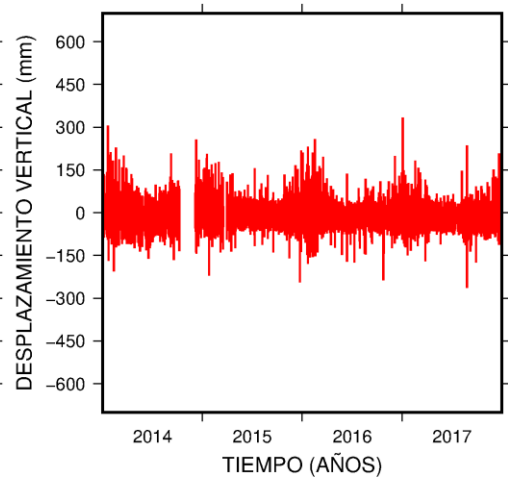
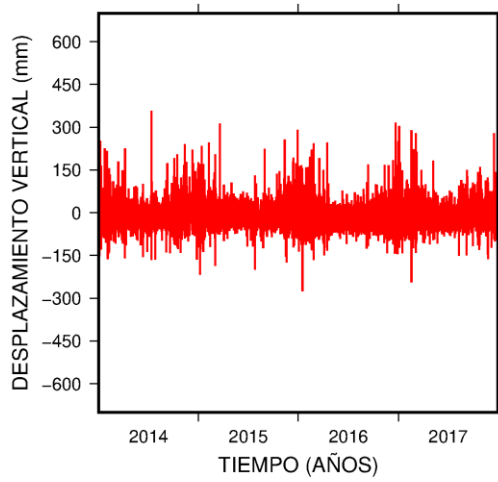
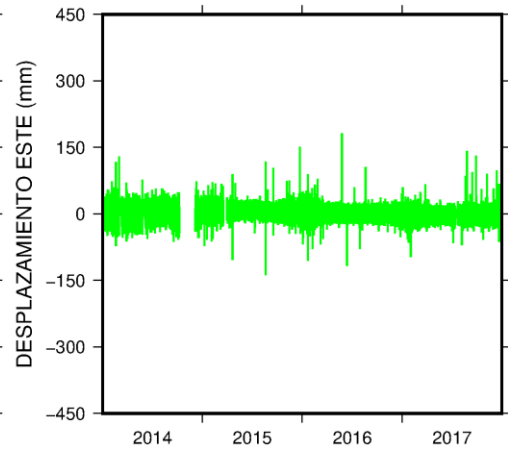
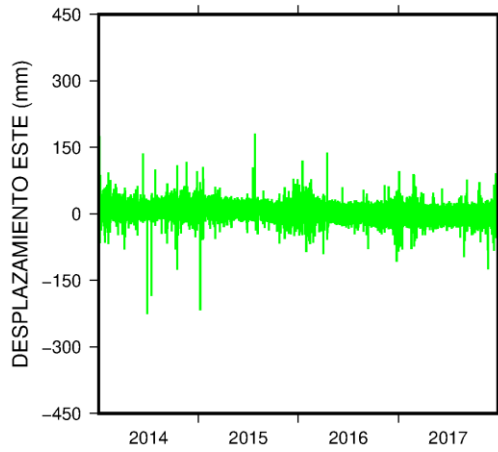
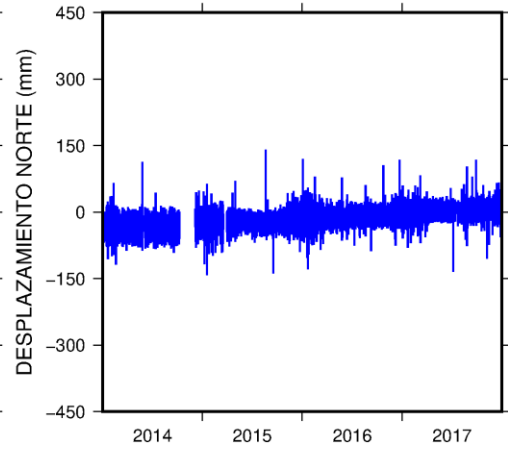
### TERO



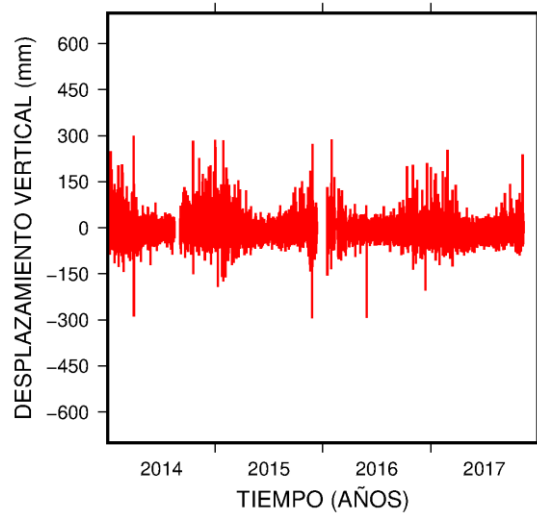
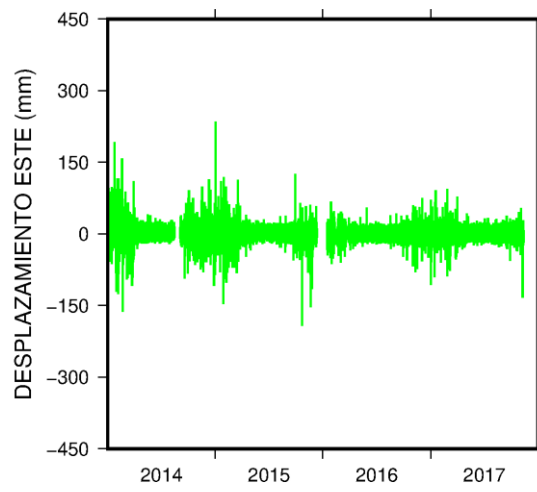
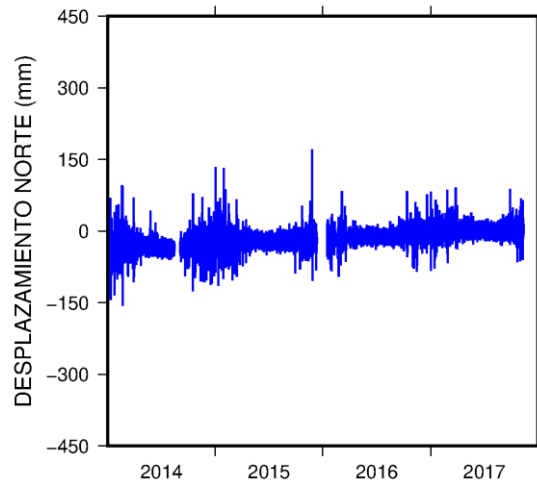
### UNRO



### VBCA



# YCBA



## ANEXO 2: Configuración óptima para la recuperación de la señal sintética durante el análisis de marea con ETERNA

---

En las mareas de la Tierra se trabajó con armónicos de coseno, el avance de fase es positivo (diferente a las mareas oceánicas donde el retraso de fase es positivo). Por lo tanto, el armónico utilizado para la generación de la señal sintética tiene la siguiente forma:

$$y(t) = A * \cos\left(\frac{2\pi}{T}\right) * t + \varphi$$

Donde:

$A$  es la amplitud

$T$  es el periodo

$\varphi$  es la fase

Por supuesto, como se dijo anteriormente, se adoptaron valores de 6 mm para la amplitud, de ~13.96h para el periodo y la fase se mantuvo en cero.

Para que la señal sintética, generada por fuera del procesamiento e introducida en los datos GPS, sea detectada en el análisis de marea, fue necesario calcular el valor correspondiente al periodo en velocidad angular, ya que así se encuentra ETERNA configurado para trabajar. Por lo tanto, para un periodo de 13.9585147h, la velocidad angular en ciclos por día es 1.719381. Ese último valor es el utilizado en la recuperación de la señal sintética, llamada C3 en el software ETERNA.

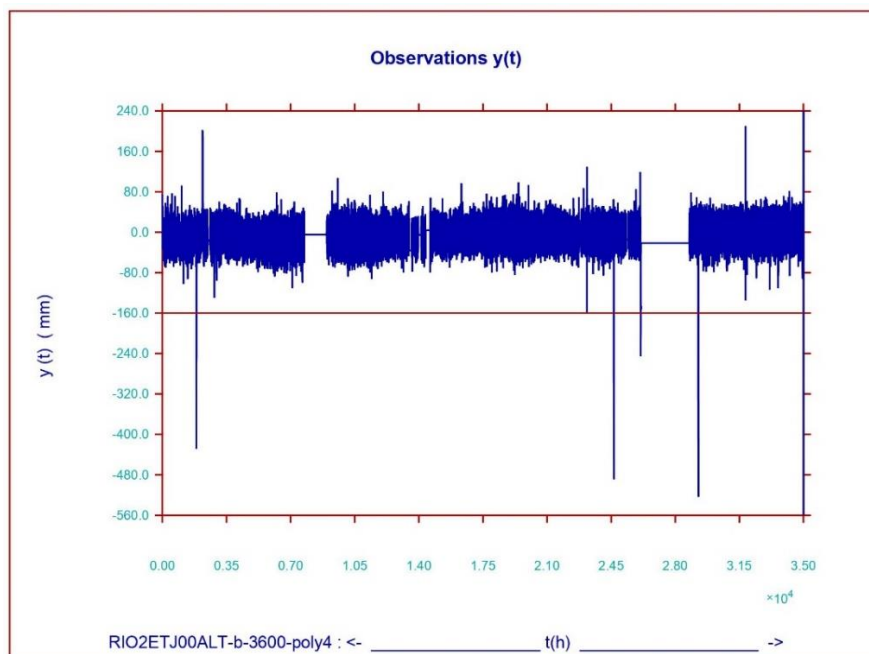
Para mostrar los resultados de la configuración óptima para la recuperación de la señal sintética y el análisis de marea del software ETERNA, se utilizaron los datos correspondientes a la estación RIO2.

Debido a que los desplazamientos residuales observados no presentan una tendencia periódica muy grande (Fig. 2a), no se hace necesario aplicar un filtro de paso alto. En su lugar se utilizó un polinomio de grado 4. Además, se modificó el muestreo de datos de 5 min a 1 hora, porque la frecuencia de Nyquist asociada a datos sampleados cada 5 min es 144 cpd, en el análisis de marea solo consideramos el intervalo de Nyquist de 12 cpd, lo que corresponde a 1 hora de muestreo.

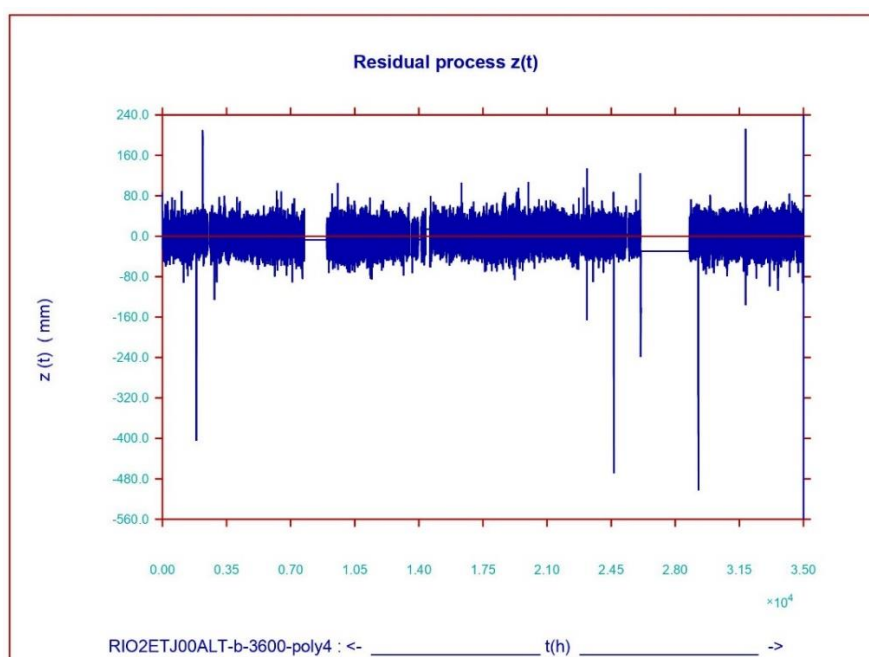
Las figuras 2b y 2c muestran que no hay gran cantidad de outliers en los residuos y que los mismos se ajustan bastante bien a una distribución normal. Por otro lado, los resultados del análisis del espectro de amplitudes de los residuales, determinan que las proporciones de

amplitudes y fases absolutas para los diferentes grupos de ondas están en concordancia con los patrones del potencial de marea (Fig. 2d).

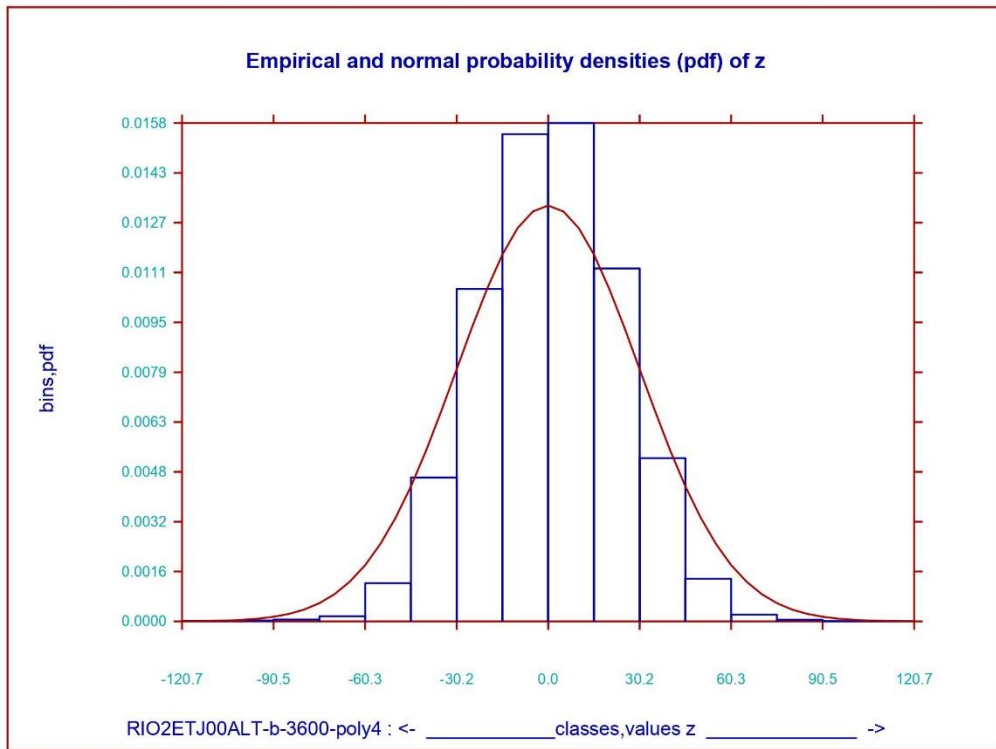
Los valores de amplitud y fase ajustados, para los diferentes tipos de onda se observan en un archivo .prn, junto con los rms correspondientes (Figura 2e). Allí se pueden observar los valores recuperados para la señal sintética (C3), como así también los valores de amplitud y fase para algunos de los constituyentes de marea.



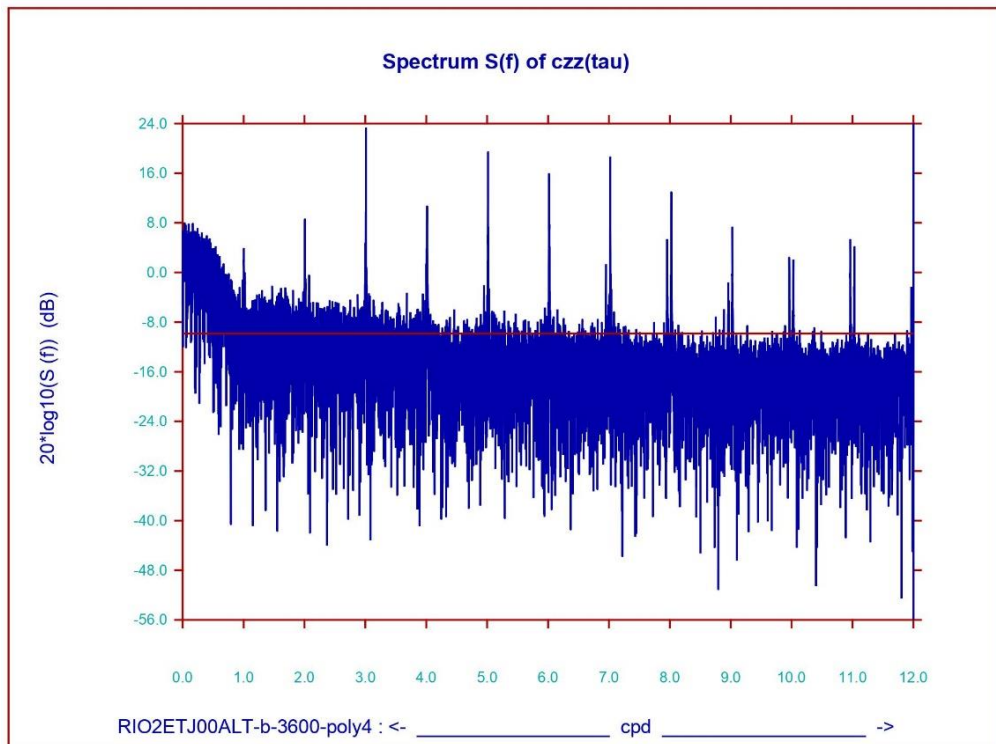
*Figura 2a: Serie de tiempo de las observaciones*



*Figura 2b: Residuales obtenidos del ajuste de raíz cuadrada, como la diferencia entre la serie observada y la serie ajustada.*



*Figura 2c: Testeo de los residuales, para comprobar que sigan una distribución normal.*



*Figura 2d: Espectro de amplitudes de los residuales.*

A15.1 Adjusted tidal and non-tidal parameters :↓

=====↓

from	Frequencies		Wave	Amplitudes		Amplitude	RMSE	C.-Int.	Phase	RMSE
	to	main	group	theor.	ana.	factors		95%	leads	
	[cpd]	[°/h ]	symb.	[ mm	]				[°]	[°]
↓										
1.915115	1.928402	28.911251	GAM2	0.15671	0.21867	1.39537	1.65032	3.23738	9.132	67.767
1.928403	1.930667	28.943038	ALF2	0.17931	0.09891	0.55160	1.44202	2.82874	104.173	149.852
1.930668	1.933790	28.984104	M2	52.20110	1.14541	0.02194	0.00501	0.00983	118.047	13.082
1.933791	1.936152	29.025171	BET2	0.15797	0.50321	3.18557	1.62485	3.18739	-143.934	29.232
1.936153	1.950419	29.066242	DEL2	0.06119	0.33759	5.51676	2.63985	5.17848	132.852	27.419
1.950420	1.964767	29.455625	LAM2	0.38493	0.41092	1.06753	0.65713	1.28907	-25.396	35.273
1.964768	1.968600	29.528479	L2	1.47562	0.35624	0.24142	0.22289	0.43724	-2.726	52.889
1.968601	1.970300	29.537763	KN02	0.36880	0.43064	1.16768	1.37127	2.68997	48.127	67.296
1.970301	1.984282	29.610616	JTAU2	0.07055	0.31999	4.53576	5.87940	11.53338	31.229	74.284
1.984283	1.995500	29.917867	2T2	0.05757	0.67841	11.78405	4.60079	9.02518	-65.617	22.372
1.995501	1.998996	29.958933	T2	1.41902	0.62692	0.44180	0.18639	0.36563	-112.402	24.169
1.998997	2.001678	30.000000	S2	24.28453	1.68297	0.06930	0.01092	0.02142	137.541	9.027
2.001679	2.004380	30.041067	R2	0.20264	0.41884	2.06695	1.05402	2.06763	-28.496	29.216
2.004381	2.005800	30.082137	K2	6.59761	6.50563	0.98606	0.05249	0.10297	90.336	3.050
2.005801	2.010635	30.123204	Kb2	0.05162	0.47211	9.14538	5.25703	10.31250	127.564	32.934
2.010636	2.022488	30.164275	KPHI2	0.04494	0.15812	3.51839	5.86656	11.50820	-3.441	95.548
2.022489	2.038400	30.553658	ZETA2	0.07056	0.20317	2.87943	5.49349	10.77635	121.891	109.304
2.038401	2.056000	30.626512	ETA2	0.36905	0.46291	1.25433	1.07344	2.10572	99.683	49.025
2.056001	2.075800	31.098033	2S2	0.06121	0.24654	4.02795	6.78627	13.31234	-96.941	96.543
2.075801	2.092667	31.180170	2K2	0.09654	0.34686	3.59281	5.51135	10.81139	39.883	87.882
2.092668	2.396000	31.724545	2KN2	0.01849	0.13915	7.52544	23.56951	46.23536	137.380	179.468
1.719381	1.719381	25.790710	C 3	1.00000	6.28100	6.28100	0.23569	0.46232	-85.124	2.150

Figura 2e: Algunos de los parámetros ajustados de marea y no mareales.

# **PUBLICACIONES Y TRABAJOS REALIZADOS**

## Artículos Publicados

---

1. Navarro, Juan Carlos, Miranda, Silvia A., Herrada Alfredo H. y Pacino Maria Cristina (2021). Rigorous calibration of a spring gravimeter for accurate Earth tide parameters at San Juan (Argentina). Pure and Applied Geophysics. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02668-4>.
2. Navarro, Juan Carlos, Miranda, Silvia A., Herrada, Alfredo H. (2017). Monitoreo de la deformación cortical en las estaciones permanentes CSLO y UNSJ en respuesta al sismo ocurrido en Illapel (Chile, 2015). Libro de Actas de Trabajos completos del E-ICES 11. ISBN: 978-987-1323-50-0. Pág. 165-174. Editorial: Comisión Nacional de Energía Atómica -CNEA. 2017. <http://www.uncuyo.edu.ar/ices/upload/actase-ices11completototal-final.pdf>.

## Comunicaciones en Congresos y Reuniones Científicas

---

1. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, H. Pintos, C. Fuentes, 2019. Geodesia y Geodinámica. Jornadas de Investigación Exactas 2019. I Jornadas de Investigaciones Científicas. 22 a 24 de Octubre, San Juan. Presentación Oral.
2. Navarro, J. C., A. Herrada, S. Miranda, H. Pintos, 2019. Estudio metodológico del control de calidad de los datos producidos por las estaciones permanentes GNSS-RAMSAC emplazadas en la Provincia de San Juan utilizando el software científico GAMIT-GLOBK. XII Congreso Nacional de Agrimensura, 9 a 11 de octubre, Mendoza. Presentación Oral.
3. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, C. Fuentes, 2019. Posicionamiento Puntual Preciso (PPP) GPS y MULTI-GNSS utilizando el software GIPSYX (GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation)-JPL (Jet Propulsion Laboratory). Un estudio de caso en las estaciones permanentes emplazadas en la Provincia de San Juan. XII Congreso Nacional de Agrimensura, 9 a 11 de octubre, Mendoza. Presentación Oral.
4. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, 2018. Parámetros de marea derivados del análisis de series temporales de gravedad para San Juan y La Plata. 13° Encuentro del International Center for Earth Sciences E ICES 13, Malargüe, Mendoza, 27 al 30 de noviembre de 2018, organizado por el International Center for Earth Sciences (ICES), Nodo Argentina. Acta de Resúmenes, pág. 43.
5. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, M. C. Pacino, 2018. Determinación de parámetros de marea terrestre mediante observaciones gravimétricas en la Estación UNSJ (San Juan-Argentina). SIMPOSIO SIRGAS 2018, Aguascalientes-México, 09 al 12 de Octubre de 2018. Presentación Oral.
6. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, 2017. Control de calidad e integridad de los datos producidos por estaciones GNSS RAMSAC emplazadas en la Provincia de San Juan. XXVII Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, La Plata, 17 al 21 de abril de 2017. Libro de resúmenes, GO21, 281, 325 pp.
7. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, 2017. Posicionamiento Puntual Preciso (PPP): una Aplicación del Software RTKLIB. 1st. International Symposium Applied Geomatics and

Geospatial Solutions Geodata 2017, 3 al 7 de abril de 2017, en Rosario (Provincia de Santa Fe). Libro de resúmenes, GO05, 19, 78 pp.

8. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, 2017. Procesamiento de Observaciones GPS de la Provincia de San Juan (Argentina) con el Software GAMIT/GLOBK. 1st. International Symposium Applied Geomatics and Geospatial Solutions Geodata 2017, 3 al 7 de abril de 2017, en Rosario (Provincia de Santa Fe). Libro de resúmenes, GO06, 20, 78pp.

9. Navarro, J. C., S. Miranda, A. Herrada, 2017. Metodología de Procesamiento de Datos GPS para la Determinación de Parámetros de Marea Terrestre en San Juan. 1st. International Symposium Applied Geomatics and Geospatial Solutions Geodata 2017, 3 al 7 de abril de 2017, en Rosario (Provincia de Santa Fe). Libro de resúmenes, GO11, 23, 78pp.

10. Miranda, S., H. Herrada, J. Sisterna, J. C. Navarro, H. Pintos, R. Sarmiento, J. M. Alcacer Sánchez, 2017. Validación de modelos de marea terrestre para la provincia de San Juan usando mediciones continuas de gravedad y GPS. Jornadas de Investigación Exactas 2017. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 22 a 24 de noviembre de 2017. Presentación poster.

11. Navarro, J. C., S. A. Miranda, A. H. Herrada, 2016. Monitoreo de la deformación cortical en las estaciones permanentes CSLO y UNSJ en respuesta al sismo ocurrido en Iillapel (Chile, 2015). 11° Encuentro del International Center for Earth Sciences E ICES 11, celebrado en Malargüe, Mendoza, 4 al 6 de mayo de 2016, organizado por el International Center for Earth Sciences (ICES), Nodo Argentina. Acta de Resúmenes, pág. 73.

12. Miranda, S., H. Herrada, J. Sisterna, R. Sarmiento, J. Fernández, H. Pintos, J. C. Navarro, J. M. Alcacer Sánchez, 2015. Espesores corticales de Argentina continental según modelos geopotenciales globales e isostáticos. Jornadas de Investigación Exactas 2015. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 27 a 29 de mayo de 2015. Presentación oral y poster.