UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRÍD
**ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR EN TOPOGRAFÍA GEODÉSIA Y
CARTOGRAFÍA**

Corrección Ionosférica de Observaciones GNSS Para Zonas de Latitud
Geomagnética Baja Apoyada en la Observación de Señales VLF

IONOSPHERIC CORRECTION OF GNSS OBSERVATIONS FOR LOW
GEOMAGNETIC LATITUDE AREAS SUPPORTED IN VLF SIGNAL
OBSERVATION

Memoria para optar al grado de doctor en Ingeniería Geográfica presentada
por :

Jhon Jairo Barona Mendoza MSc

Bajo la dirección del Doctor
Abelardo Bethencourt Fernández

MADRID, 2017

**Corrección Ionosférica de Observaciones GNSS Para Zonas de Latitud
Geomagnética Baja Apoyada en la Observación de Señales VLF**

IONOSPHERIC CORRECTION OF GNSS OBSERVATIONS FOR LOW
GEOMAGNETIC LATITUDE AREAS SUPPORTED IN VLF SIGNAL
OBSERVATION

Jhon Jairo Barona Mendoza

TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRÍD
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR EN TOPOGRAFÍA GEODESIA Y CARTOGRAFÍA

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar mi agradecimiento y especial reconocimiento al profesor Abelardo Bethencourt Fernandez, quien además de Tutor, fue un gran guía y apoyo fundamental, sin el cual no habría sido posible la culminación de este trabajo.

A la Universidad del Valle, la facultad de ingeniería y a mis compañeros del área de Geomática, por su apoyo para hacer posible mi comisión académica y por la paciencia y los ánimos para cumplir con mi compromiso.

A Stanford Solar Center y The Society of Amateur Radio Astronomers (SARA) USA, William y Melinda Lord por la donación de dos instrumentos Super SID, con los cuales se inició el camino hacia el desarrollo de instrumentos y surgieron las ideas que finalmente permitieron plantear la solución final.

Al Boston College y el Radio Observatorio de Jicamarca (ROJ) por su apoyo en la estancia internacional en las instalaciones del ROJ Durante la “Primera Escuela de ionosondas”, donde se obtuvieron conocimientos fundamentales sobre el desarrollo de ionosondas y se trajo la semilla para algo que inicialmente se veía imposible, el desarrollo de una ionosonda propia.

Al proyecto LISN por suministrar información vital para validar resultados de este estudio.

A los doctores Cesar Valladares de la Universidad de Texas y Jaime Villalobos de la Universidad nacional por sus observaciones.

Al grupo de Investigación Argos de la Universidad Nacional

Al profesor Carlos Rafael Pinedo y el grupo de investigación en desarrollo instrumental de la escuela de Ingeniería eléctrica y electrónica de la Universidad del Valle por sus aportes y asesorías.

A mis estudiantes y tesisas de ingeniería topográfica, por sus aportes y apoyo en el laboratorio de geoposicionamiento, Carlos Quiroga, Jalber Ortiz, Eddy herrera, Vanessa Serrano, Daniel Esponda, Lina Espinel y Paula Paz .

A la profesora Olga Lucia Baquero, que en su momento me dio el respaldo requerido en la Universidad del Valle, para poder tramitar mi comisión doctoral.

A Lina Marcela, por sacarme de la oscuridad y ponerme de nuevo en el camino para llevarme de la mano hasta el final y por supuesto a mi familia por el apoyo continuo en los momentos más importantes.

Y a todos aquellos de directa o indirectamente contribuyeron a la realización de este trabajo.

A Ángel María, Stella y Juan Pablo...

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Consideraciones preliminares y antecedentes	1
1.2. Objetivos	5
1.3. Guía del documento	6
2. ASPECTOS TEÓRICOS	7
2.1. La atmósfera terrestre	8
2.2. El Sol	10
2.2.1. Estructura física	10
2.2.2. El ciclo solar	13
2.2.3. Las manchas solares	14
2.3. El Campo magnético de la Tierra	17
2.3.1. Tormentas geomagnéticas e índices geomagnéticos	20
2.4. La ionosfera	23
2.4.1. Procesos Físicos y químicos en la Ionosfera	23
2.4.2. Divisiones de la ionosfera	27
2.4.3. Variaciones de la ionosfera terrestre	30
2.4.4. Características de la ionósfera en zonas de latitud geomagnética baja	32
2.4.5. La Anomalía ecuatorial	33
2.4.6. Fenómenos ionosféricos en zonas de anomalía ecuatorial	35
2.4.6.1. Proceso de transporte en la ionosfera	35
2.4.6.2. Difusión del plasma	35
2.4.6.3. Viento Termosférico	35
2.4.6.4. Deriva electromagnética	36
2.4.6.5. Dispersión de la región F (Spread F)	36
2.4.6.6. Burbujas de Plasma	39
2.4.6.7. Centelleos de la Región Ecuatorial	40
2.5. Interacción ondas electromagnéticas - atmósfera	41
2.6. Análisis de la propagación en la señal GNSS en la atmósfera	43
2.6.1. Refracción ionosférica	43
2.6.2. Refracción troposférica	49
2.6.3. Influencias de la ionosfera en los observables GNSS	51

2.6.3.1.	Determinación del TEC a partir de los observables GNSS	55
2.7.	Modelos, técnicas y metodologías de estudio de la ionosfera terrestre	61
2.7.1.	Técnicas de medición directa	61
2.7.2.	Sondeos verticales y oblicuos	61
2.7.3.	Otras técnicas de medidas del TEC	64
2.7.3.1.	Cálculo del TEC a partir de los satélites altimétricos TOPEX-POSEIDON y JASON	65
2.7.4.	Modelos ionosféricos	67
2.7.4.1.	Perfil ionosférico de Chapman	68
2.7.4.2.	Combinación de la función de Chapman con el sTEC observado mediante GNSS	71
2.7.4.3.	Modelos Físicos	72
2.7.4.4.	El modelo SAMI 3	72
2.7.4.5.	Modelos Empíricos	76
2.7.4.6.	Modelo de Klobuchar	76
2.7.4.7.	El modelo NEQUICK 2	79
2.7.4.8.	El modelo IRI	83
2.7.4.9.	Modelos matemáticos	83
2.7.4.10.	Modelos numéricos. Mapas Ionosféricos Globales	84
2.7.4.11.	Representación Local del TEC	87
2.7.4.12.	Modelos Analíticos	87
3.	ANÁLISIS DE LOS MODELOS Y TÉCNICAS DE CÁLCULO DEL CONTENIDO TOTAL DE ELECTRONES EN ZONAS DE LATITUD GEOMAGNÉTICA BAJA	90
3.1.	Metodología del estudio	90
3.1.1.	Cálculos a partir de modelos ionosféricos	92
3.1.2.	Procesamiento de datos	92
3.1.3.	Cálculos a desarrollar con los diferentes modelos	93
3.1.4.	Tipos de análisis a realizar	94
3.1.5.	Resultados obtenidos	95
3.1.6.	Comparación de modelos y datos TEC con el modelo CLG	95
3.1.6.1.	Fortalezas y Debilidades de los modelos ionosféricos y fuentes de datos TEC estudiados	98
3.1.6.2.	NEQUICK2	98

3.1.6.3.	Modelo IONEX IGS	99
3.1.6.4.	KLOBUCHAR	100
3.1.6.5.	SAMI3	101
3.1.7.	Comparación de modelos y datos TEC con el modelo CLG	102
3.1.7.1.	Modelación de la ionósfera colombiana a partir de la obtención de STEC utilizando observaciones GNSS y el modelo Libre de Geometría	102
3.1.7.2.	Gestión de datos	104
3.2.	Desarrollo instrumental	110
3.2.1.	Monitor SID	111
3.2.1.1.	Monitor Super SID	114
3.2.1.2.	Monitor SID UVALLE	118
3.2.1.2.1.	Estación NAA	123
3.2.2.	Cálculo del contenido de electrones de la región D de la ionósfera a partir de observaciones de señales VLF - Modelo matemático	125
3.2.2.1.	Altura de la Capa D	125
3.2.2.2.	Determinación de la fase de la señal (P)	128
3.2.2.3.	Calculo de la densidad de electrones de la capa D	131
3.3.	Desarrollo piloto	134
3.3.1.	Estructura instrumental de un monitor D (MD)	134
3.3.2.	Adquisición y procesamiento de la señal en un monitor MD	136
3.3.3.	Estaciones Monitoras de la capa D construidas (MD)	139
3.4.	Desarrollo Avanzado. Implementación de una ionosonda electrónica para el monitoreo de la columna proyectada Tierra-Ionosfera mediante el uso de USRP	143
3.4.1.	El radar ionosférico	145
3.4.2.	Rango, resolución y ecuación del radar	146
3.4.3.	Compresión de pulsos y BPSK	148
3.4.4.	Filtro Adaptativo	150
3.4.5.	Integración de pulsos recibidos por el radar	151
3.4.6.	Pérdidas en el sistema y fuentes de ruido	152
3.4.7.	Capacidad de detección	153
3.4.8.	Diseño del sistema	155
3.4.9.	Amplificador de potencia y antenas	161
3.4.10.	Implementación del sistema	161
3.4.10.1.	Transmisor	162

3.4.10.2.	Acople transmisor - receptor	167
3.4.11.	Pruebas y Discusión	169
3.4.12.	Estructura experimental	169
3.4.13.	Medición de la altura de la Ionosfera	171
4.	CONCLUSIONES	174
5.	PROPUESTA DE UN SISTEMA DE MONITOREO DE LA IONOSFERA COLOMBIANA	176
	BIBLIOGRAFÍA	183

LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1. Subdivisiones de la atmósfera terrestre.	10
Figura 2-2. Estructura del Sol.	11
Figura 2-3. Número de manchas solares de Wolf – Evolución a lo largo de 40 años.	15
Figura 2-4. Espectro de radiación electromagnética.	16
Figura 2-5. Componentes del campo magnético terrestre.	17
Figura 2-6. Mapas de la declinación magnética D.	20
Figura 2-7. Índices Kp correspondientes al 1 de junio de 2017. Observatorio del Ebro. España.	21
Figura 2-8. Kp y Ap índices para distintas estaciones. (NOAA Space Enviroment Center, USA)	22
Figura 2-9. Indice Dst correspondiente al mes de mayo de 2017. (World Data Center for Geomagnetism, Kyoto, Japan)	22
Figura 2-10. Espectro de absorción de la radiación por la atmosfera en función de la altura.	24
Figura 2-11. Función de producción de Chapman para varios ángulos de incidencia.	26
Figura 2-12. Estructura, composición y fuentes de ionización de la ionosfera.	29
Figura 2-13. Ecuador Magnético y Ecuador Geográfico.	32
Figura 2-14. Zonificación de la ionósfera según la latitud geomagnética.	33
Figura 2-15. Anomalía Ecuatorial.	34
Figura 2-16. SPREAD F. Fuente: Radio observatorio de Jicamarca.	37
Figura 2-17. Esquema de reflexión de radio señales durante un SPREAD F.	38
Figura 2-18. Ionograma típico con fenómeno SPREAD F.	38
Figura 2-19. Modelo de burbuja de plasma.	39
Figura 2-20. Centelleo.	40
Figura 2-21. Mecanismos de propagación de las ondas.	41
Figura 2-22. Difracción del terreno.	42
Figura 2-23. Difracción por curvatura de la Tierra.	42
Figura 2-24. Ducto de superficie.	43
Figura 2-25. Modelo de capa simple.	48
Figura 2-26 Mapa GIM de vTEC en TECUs correspondiente a las 15 horas de Colombia el día 2-7 2017.	48

Figura 2-27. Contenido de TEC a partir de GIM para un punto en la ciudad de Cali, Colombia.	49
Figura 2-28 Medida de sTEC en código (rojo) y fase (azul). Abajo	56
Figura 2-29. Ionosonda Oblicua (izquierda) e ionosonda vertical (Derecha).	62
Figura 2-30. Ejemplo de ionograma.	63
Figura 2-31. Barrido del satélite TOPEX durante 10 días, desde el día 164 a 174 en 1996.	66
Figura 2-32. Distribución electrónica modelo Chapman.	71
Figura 2-33 Coeficiente de ion alfa e ion beta y retraso calculado a partir del modelo de Klobuchar.	79
Figura 2-34. Red mundial de estaciones permanentes generalizada IGS, 2017.	84
Figura 2-35 extracto de mapa GIM en formato IONEX para el 7 - 2 -2017.	86
Figura 2-36. Coeficientes del desarrollo armónico del potencial, proporcionado por CODE.	88
Figura 2-37. mapas GIM para el 7 - 2 -2017 cada dos horas.	89
Figura 2-38 Retardo ionosférico Klobuchar (rojo) y mediante coeficientes armónicos para un punto de coordenadas. Coordenadas $3^{\circ} 26'13''$ N y Longitud $76^{\circ} 31'20''$ O, para el día 07-02-2017, una elevación de 90° y un acimut de 0° .	89
Figura 3-1. Esquema metodológico.	91
Figura 3-2. Graficas Modelo libre de geometría y Modelo NeQuick2 en diferentes días.	98
Figura 3-3. Mapa de estaciones GNSS seleccionadas en la zona de estudio.	103
Figura 3-4. Comportamiento del TEC en Colombia para el día 14 de abril de 2014.	108
Figura 3-5. Diferencias píxel a píxel de los valores TEC obtenidos en el estudio, con respecto a los suministrados por LISN.	109
Figura 3-6. Distribución de estaciones VLF en el Mundo.	112
Figura 3-7. Principio de funcionamiento de un monitor SID.	113
Figura 3-8. Monitor Super SID.	114
Figura 3-9. Principio de funcionamiento antena de bucle.	116
Figura 3-10. Prototipo antena de Bucle.	117
Figura 3-11. Comportamiento diario de la amplitud de una señal VLF en una zona de latitud geomagnética media.	117
Figura 3-12. Resultados obtenidos en días de actividad solar baja del mes de Julio de 2012.	119
Figura 3-13. Resultados obtenidos en junio 22 y 23 de 2012.	120

Figura 3-14. Comparativo intensidades monitor SID con rayos X-GOES del día 8 de febrero de 2013.	121
Figura 3-15. Comparativo intensidades monitor SID con rayos X-GOES del día 19 de febrero de 2013.	122
Figura 3-16. Ejemplo de gráficos de datos de la estación UVALLE en Stanford para el 30 de julio de 2012.	123
Figura 3-17. Geometría de la propagación de la señal VLF por reflexión ionosférica.	125
Figura 3-18. Cálculo de la distancia ortodrómica más corta.	126
Figura 3-19. Diferencia de fase de las ondas directas y reflejadas en función de la altura de la capa D.	127
Figura 3-20. Trayectoria de la señal en las dos estaciones.	128
Figura 3-21. Diferencias de las fases instrumentales.	130
Figura 3-22. Estructura de hardware MD.	136
Figura 3-23. Estructura operativa.	137
Figura 3-24. Señales extraídas mediante filtro pasobanda.	138
Figura 3-25. Localización de estaciones de monitoreo sobre Google Earth.	140
Figura 3-26. Gráfico de salida Amplitud-Fase -Altura Capa D.	141
Figura 3-27. Salida gráfica intensidad NAA, Altura Capa D, y densidad de electrones.	142
Figura 3-28. Ionosondas vertical y oblicua.	146
Figura 3-29. Modulación BPSK.	149
Figura 3-30. Filtro adaptativo para la compresión de pulso de radar.	151
Figura 3-31. Comparación en implementación de las integraciones coherentes e incoherente.	152
Figura 3-32. Algoritmo de capacidad de detección en el receptor de un radar.	153
Figura 3-33. Probabilidades de detección.	154
Figura 3-34. Probabilidad de detección vs SNR. (Donnell, 2010)	155
Figura 3-35. Forma de onda de un pulso transmitido. Código1 complementario de 16 bits.	156
Figura 3-36. Pulsos transmitidos y recibidos por el radar.	156
Figura 3-37. Diagrama de bloques del receptor digital.	158
Figura 3-38. Esquema de programación del transmisor para la compresión de pulsos.	162
Figura 3-39. Concepción de generación de pulsos con códigos complementarios de 16 bits.	163
Figura 3-40. Respuesta de salida de la etapa 3 del transmisor.	164

Figura 3-41. Pulsos transmitidos medidos con el osciloscopio en el conector SMA del RF Front End de transmisión.	164
Figura 3-42. Esquema de programación del receptor.	165
Figura 3-43. Salida etapas 4, 5, 6, 7, 8 del receptor digital sin ruido.	167
Figura 3-44. Resultados del receptor con entrada ecos con ruido.	167
Figura 3-45. Integración del sistema de radar.	168
Figura 3-46. Salidas de filtros adaptativos.	169
Figura 3-47. Esquema del experimento propuesto primera fase.	170
Figura 3-48. Ionograma diurno de San José de Tucumán- Argentina.	172
Figura 3-49. Resultados obtenidos en la primera fase del experimento.	172
Figura 3-50. Resultados finales del postprocesamiento, prueba 1.	172
Figura 3-51. Ionograma Ionosonda Digital.	173
Figura 3-52. Resultado final postprocesamiento prueba 2.	173
Figura 3-53. Ionograma ionosonda análoga.	173
Figura 3-54. Resultado final postprocesamiento prueba 3.	173
Figura 4-1. Integración instrumental para el estudio de la ionosfera.	177
Figura 4-2. Propuesta de integración de sistema y localización de estaciones.	178
Figura 4-3 descripción de datos obtenidos y definición de variables.	180

LISTA DE TABLAS

Tabla 2-1. Elementos presentes en la composición del Sol.	13
Tabla 2-2. Rango de longitudes de onda y proporción de flujo de energía que emite el Sol en cada una de ellas.	16
Tabla 2-3. Retardo ionosférico máximo correspondiente al 1º, 2º, 3º y 4º orden para las frecuencias L1 y L2 del GPS.	49
Tabla 2-4. Valores de z y de A en F2.	80
Tabla 2-5. Valores de z y de A en la región F1.	80
Tabla 2-6. Valores de z y de A en la región E	81
Tabla 3-1. Fechas seleccionadas para el cálculo del TEC.	92
Tabla 3-2. Herramientas e insumos para obtener los valores de TEC.	93
Tabla 3-3. EMC y coeficientes de correlación de Pearson en torno al modelo CLG.	96
Tabla 3-4. Estaciones incluidas en la construcción del mapa TEC.	105
Tabla 3-5. Estaciones monitoreadas y sus características.	115
Tabla 3-6. Especificaciones de la ionosonda.	156
Tabla 3-7. Parámetros preliminares de diseño de la señal de transmisión.	157
Tabla 3-8. Potencias de diseños de ionosondas al rededor del mundo.	157
Tabla 3-9. Parámetros de diseño de la señal de transmisión.	159
Tabla 3-10. Especificaciones de la ionosonda diseñada.	160
Tabla 4-1. Localización de estaciones para el monitoreo de la ionosfera colombiana.	179

Acrónimos

AGWs	Atmospheric Gravity Waves
BPSK	Binary Phase Shift Keying
CDDIS	Crustal Dynamics Data Information System
CLG	Combinación Lineal Libre de Geometría
CME	Coronal Mass Ejection
CODE	Center for Orbit Determination in Europe
CORS	Continuously Operating Reference Station
DCB	Differential Code biases
DORIS	Doppler Orbitography and Radio positioning Integrated by
ELF	Extremely Low Frequency
ESF	Equatorial Spread F
ESOC/ESA	Space Operations Centers from the European Space Agency
GAGE/UPC	Group of Astronomy and Geomatics, Technical University of
GNSS	Global Navigation Satellite System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
HF	High Frequency
IDDs	Interntional Disturbed Days
IGAC	Instituto Geográfico Agustín Codazzi
IGN	Institute Géographique National (France)
IGNTG	Instituto Geográfico Nacional Tommy Guardia – PANAMA
IGRF-xx	International Geomagnetic Reference Field, año xx
IGS	International GNSS Service
IP	Ionospheric Piercing Point
IQDs	International Quiet Days
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LEO	Low Earth Orbit Satellites
LF	Low Frequency
LISN	Low-Latitude Ionospheric Sensor Network
MF	Medium Frequency
NNEI	NOAA National for Enviromental Information
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

NRL	Naval Research Laboratory
PSL	Pick Side Lobes
RCS	Radar Cross Section
RO	Radio occultation
SFU	Solar Flux Units
SH	Spherical Harmonics
SID	Sudden Solar Ionospheric Disturbance
SIDC	Solar Influence Data Analysis Center
SITEC	Sudden Increase of TEC
SNR	Signal to Noise Ratio
sTEC	Slant TEC
TDIs	Traveling Ionospheric Disturbances
TEC	Total Electron Content
TECU	Total Electron Content Unit
UA	Unidades Astronómicas
ULF	Ultra Low Frequency
UNAVCO	University NAVSTAR Consortium
USRP	Universal System Radio Programming
VLBI	Very Long Baseline Interferometry
VLF	Very Low Frequency
VMF 1	Vienna Mapping Function 1
vTec	Vertical TEC
WMM	World Magnetic Model

Resumen

Esta investigación, busca generar un aporte en el conocimiento de la ionósfera colombiana, entendiendo que la localización de Colombia dentro de la zona de anomalía ecuatorial, hace que se presenten dificultades en el desarrollo de actividades que involucran el uso de ondas electromagnéticas y tecnologías satelitales. La propagación de radio señales en esta región, se ve afectada por su interacción con la ionosfera sin poder corregir plenamente estos efectos debido a que los modelos existentes para esto, no dan respuesta adecuada a los diferentes fenómenos que alteran su comportamiento de manera aleatoria y prácticamente impredecible.

En el trabajo se desarrolla una revisión de la teoría relacionada con la ionosfera terrestre, su composición, los factores que la alteran y las particularidades de la zona de anomalía ecuatorial, con el fin de presentar el contexto de la dificultad que implica el modelado de la ionosfera y la corrección de sus efectos en la señal GNSS y en otras señales afectadas, además de presentar las bases científicas de los principios de propagación de ondas electromagnéticas en la atmósfera, para dar comprensión de los principios utilizados posteriormente en los desarrollos experimentales.

Se hace una revisión de los modelos y de las técnicas más comúnmente empleados en el estudio del comportamiento de la ionosfera ecuatorial, especialmente en lo que se refiere a la determinación del contenido de electrones. Se ha estudiado las ventajas e inconveniente de estos modelos, su eficacia, sus aciertos y desaciertos. Como resultado se ha encontrado que los modelos actualmente en uso, tanto los físicos como los empíricos, no representan una solución suficientemente óptima y definitiva. Esto se debe a que los complejos fenómenos físico – químico que producen en la zona de la ionosfera ecuatorial, como respuesta a las alteraciones, muchas de ellas imprevisibles, de la actividad del sol y su acoplamiento con el campo magnético terrestre, se resisten a ser modelados de forma minuciosa. Esta necesidad de una mejor comprensión y posterior modelado de los fenómenos que ocurren la ionosfera ecuatorial requiere de datos de calidad, obtenidos con diferentes instrumentos y con

suficiente distribución espacial. Esta es la razón que justifica la propuesta que se hace en este proyecto.

Con el fin de plantear una plataforma de estudio de la ionosfera colombiana, se presentan tres fuentes de datos. La primera consiste en una red de estaciones GNSS distribuidas en la región de tal forma que nos permita calcular el TEC en tiempo ‘casi’ real mediante la aplicación a sus datos del modelo de capa simple y la combinación libre de geometría (CLG). Para ello utilizamos todas las estaciones disponibles en las redes a nivel continental, tratando con ello de conseguir la cobertura más densa y completa de la zona de estudio. La segunda se plantea desde la construcción de un monitor de señales VLF (Very Low Frequency), que a partir del seguimiento de señales en el rango de los 15 a los 60 kHz provenientes de estaciones transmisoras de bases militares distribuidas por el mundo, permite calcular la altura de la capa D de la ionosfera y la densidad de electrones a dicha altura, usando los modelos de (R. M. Davis & Berry, 1977; Ferguson, 1998; Poulsen, William L., Inan Umran S., 1993; Thomson, 1993) . Esto permite no solo conocer las características de la ionosfera en su parte más baja, sino también el comportamiento de la ionosfera y la actividad solar, siendo especialmente útil en periodos de máxima actividad solar y tormentas solares, generando datos en tiempo real, de la ocurrencia de un fenómeno súbito de naturaleza solar o que afecta de manera instantánea a la ionosfera, permitiendo generar alertas de tormenta solar y boletines de posibles eyecciones de masa coronaria en tiempo prácticamente real. Este desarrollo se completó y se verificó su funcionamiento a lo largo de más de 2 años seguidos.

Hacia la parte final se plantea el desarrollo de una ionosonda digital, mediante un componente de tecnología de punta denominado USRP, que permite la generación y análisis en un amplio rango de frecuencia, que combinado con otros componentes y herramientas de software desarrolladas, permite hacer un barrido en frecuencia a partir de la transmisión- recepción de respuestas que finalmente genera una serie de datos para la construcción de un ionograma, con una altura alcanzable hasta de 700 Km de caracterización de las capas superiores de la ionosfera. El prototipo

desarrollado del instrumento tiene una resolución de 5 Km, que puede llegar a mejorarse a partir de la modificación de la configuración del barrido de frecuencia y su procesamiento, aprovechando las capacidades de la tecnología base USRP.

En la parte final se plantea la integración de los datos resultantes de los dos instrumentos y los mapas TEC, como fuente de caracterización de la ionosfera en la zona de anomalía ecuatorial, en particular para el territorio colombiano y como solución al problema de corrección de las señales GNSS en esta zona.

Abstract

This research seeks to generate an important contribution in the knowledge of the Colombian ionosphere, understanding that the location of Colombia within the zone of equatorial anomaly, presents difficulties in the development of activities that involve the use of electromagnetic waves and satellite technologies. The propagation of radio signals in this region is affected by their interaction with the ionosphere without being able to fully correct these effects because the existing models for this don't give an adequate response to the different phenomena that alter their behavior in a random and practically Unpredictable.

In the work, an in-depth review of the theory related to the terrestrial ionosphere, its composition, the factors that alter it and the peculiarities of the zone of equatorial anomaly is developed, in order to present the context of the difficulty that implies the modeling of the ionosphere and the correction of its effects on the GNSS signal and other affected signals. As well as presenting the scientific basis for the principles of propagation of electromagnetic waves in the atmosphere, to give an understanding of the principles used later in the experimental developments.

A review of the ionospheric models and techniques of measurement or study of the electron content in the ionosphere is made, in order to analyze the most commonly used models and to establish their efficiency in the modeling of the ionosphere and

the causes of their errors, Advantages and disadvantages of its use. As a result, we find that the use of physical, empirical, etc. models. In order to correct ionospheric effects in the study area, it doesn't represent an adequate solution to these effects, because the behavior of the TEC (Total Electron Content) in this zone of the ionosphere presents variations for many "non-modelable" reasons, not Only restricted to periods of high solar activity. Abrupt changes and sudden and random reactions are not predictable by models such as those commonly used by GNSS and other data processing tools, this requires that measured and non-modeled information is required, making the proposed Instrumentation and measurement of the TEC in the area, the logical step to propose.

In order to propose a platform for the study of the Colombian ionosphere, three data sources are presented. The first is a TEC estimation platform in a single layer model by the generation of TEC maps, from the application of the free geometry model (MLG) to the data of GNSS stations of the region, considering the use of all the available stations, of all networks at the continental level; Trying to generate a complete coverage of the study area. The second is the construction of a Very Low Frequency (VLF) signal monitor, which, based on signal tracking in the range of 15 to 60 kHz from transmitter stations of military bases distributed around the world, The height of the D layer of the ionosphere and the electron density at that height, using the models of (R. M. Davis & Berry, 1977; Ferguson, 1998; Poulsen, William L., Inan Umran S., 1993; Thomson, 1993). This allows not only to know the characteristics of the ionosphere in its lower part, but also the behavior of the ionosphere and the solar activity, being especially useful in periods of maximum solar activity and solar storms, generating data in real time, of the occurrence of a sudden phenomenon of solar nature or that instantaneously affects the ionosphere, allowing to generate alerts of solar storm and bulletins of possible ejections of coronary mass in practically real time. This development was completed and verified its operation over more than 2 years.

Towards the final part, the development of a digital ionosonde is proposed, using a component called USRP, which allows generation and analysis over a wide frequency

range, combined with other components and software tools developed. Frequency sweep from the transmission-reception of responses that finally generates a series of data for the construction of an ionogram, with a height attainable up to 700 km of characterization of the upper layers of the ionosphere. The developed prototype of the instrument has a resolution of 5 km, which can be improved by modifying the configuration of the frequency sweep and its processing, taking advantage of the capabilities of the base technology USRP.

In the final part, the integration of the data resulting from the two instruments and the TEC maps is proposed as a source of characterization of the ionosphere in the zone of equatorial anomaly, in particular for the Colombian territory and as a solution to the problem of correction of the GNSS signals in this area.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Consideraciones preliminares y antecedentes

Además de por su interés científico, el estudio de la ionosfera ha estado tradicionalmente incentivado por la importancia de su conocimiento para las telecomunicaciones, y por el papel, cada día más relevante, que estas tienen en la vida cotidiana. El advenimiento de los satélites artificiales con instrumentos embarcados para la observación de la Tierra y, sobre todo, con la llegada del GNSS (Global Navigation Satellite System) estos estudios han cobrado una extraordinaria relevancia. Esto es así debido a que el sistema GNSS se basa en la medida de las distancias desde el receptor a varios de los satélites que constituyen su constelación. Estas distancias se determinan a partir del tiempo de viaje de las ondas emitidas por el satélite en su recorrido entre este y el receptor, lo que requiere el conocimiento de su velocidad a lo largo de su trayectoria. Pero la velocidad de las ondas electromagnéticas se ven alteradas a su entrada en la atmósfera, especialmente al atravesar la ionosfera, que, como su nombre indica, es una región en la que hay una alta concentración de iones positivos y electrones libres en equilibrio fotoquímico. Estas variaciones en la velocidad de las ondas electromagnéticas dependen de la cantidad de electrones de la región de la ionosfera por la que pasen, el TEC (Total Electron Content). La distribución espacial y temporal del TEC depende de multitud de factores entre los que cabe destacar la estructura del campo magnético de la Tierra, la actividad del sol, su posición relativa a la Tierra, etc. La gran variabilidad en la actividad del sol, así como los complicados fenómenos físicos que determinan la estructura y dinámica de la ionosfera hacen que el conocimiento anticipado o a tiempo real de la distribución espacio temporal del TEC mediante algún modelo físico-matemático sea una tarea muy complicada. En los receptores de una sola frecuencia, los errores en la determinación del TEC redundan directamente en errores en la medida de distancia a los satélites y como consecuencia en la determinación de la posición y la velocidad mediante GNSS. Dado el carácter refractivo de la ionosfera, en los receptores con dos o más frecuencias puede atenuarse significativamente su efecto (casi eliminarse)

mediante estrategias de cálculo consistentes en la combinación de las medidas fase o pseudodistancias en ambas frecuencias, denominada 'Combinación Libre de Ionosfera'. A su vez la combinación Libre de Geometría' de las medidas de fase y pseudodistancias realizadas en ambas frecuencias, permiten determinar el TEC de la ionosfera en el instante y lugar correspondiente a la trayectoria de las ondas recibidas. Una red de receptores de este tipo en una región permite entonces determinar mapas de TEC de dicha región. Dada la mayor complejidad de la estructura y dinámica de la ionosfera en las zonas ecuatoriales, los errores asociados a los mapas TEC en esta región son mayores. Actualmente se pueden encontrar numerosos equipos de investigación que han abordado esta temática y han generado modelos y algoritmos de corrección ionosférica. Sin embargo, en su mayoría han sido desarrollados, probados y calibrados para zonas de latitudes medias, entre los 20 y los 60 grados, excluyendo la garantía de su funcionamiento con la misma eficiencia o precisión en latitudes bajas (inferiores a 20 grados), debido a la variabilidad del contenido total de electrones libres (TEC) y la presencia en la denominada franja de anomalía ecuatorial de la continua aparición de fenómenos tales como las burbujas de plasma y el centelleo, etc., que hacen más difícil el modelado de este fenómeno para dichas zonas.

El retardo ionosférico depende principalmente de la época del año, hora del día, localización geográfica y actividad geomagnética, que de no ser tenido en cuenta produciría errores de hasta 100 metros en días de actividad solar máxima con satélites localizados en el horizonte. Según (Buitron & Tierra, 2008) al encontrarse Brasil en una latitud media de cero grados (0°), se halla dentro del área geomagnética baja, lo que implica que la señal del GNSS van a verse en afectadas en la propagación de la señal de los satélites. Colombia se encuentra entre las latitudes $4^{\circ}13'S$ y $12^{\circ}27'N$, lo que implica que también está localizada dentro del área geomagnética cerca de la zona ecuatorial, que conlleva a que el retardo en la propagación de señales GNSS también será considerable (Palacios Caicedo, 2010).

Uno de los principales ejemplos de mejora en el posicionamiento se ha producido en la aplicación de estos estudios a la navegación aérea, pues permiten por medio de

mediciones en estaciones ionosféricas y del uso de modelos apropiados para cada zona, conseguir datos de corrección a las posiciones calculadas a partir de satélites y así obtener la posición precisa de los aviones, siendo un gran paso para la mejora del control aéreo, desplazando los sistemas de radio-ayuda, que son efectivos solo para distancias cortas.

Un estudio de gran importancia de las condiciones de la ionosfera ecuatorial, se lleva a cabo desde el año 2008 por parte del proyecto LISN (Low-Latitude Ionospheric Sensor Network), red de sensores de baja latitud ionosférica, un proyecto internacional para monitorear la atmósfera baja, media y alta en la región ecuatorial de América del Sur. LISN es un observatorio distribuido permanente de nuevos instrumentos geofísicos en América del Sur, cerca del ecuador magnético y 70 grados de longitud oeste, de la cual el Boston College y la universidad de Texas son socios activos en su construcción y operación.

“El observatorio distribuido LISN incluirá 70 receptores GPS con capacidad para medir el contenido total de electrones, el centelleo de amplitud y fase y las perturbaciones viajeras de la ionosfera. La red LISN también tendrá 5 ionosondas modernas con capacidad para medir la capa E durante la noche y 5 magnetómetros instalados con las ionosondas a lo largo de la misma línea magnética. La red de receptores GPS cubrirá un área extendiéndose desde el norte al sur de América del Sur y al oeste del meridiano de longitud -55° . Los 3 tipos de instrumentos que se utilizan en la red LISN se complementan mutuamente y proporcionarán un nuevo tipo de observaciones, continuas en el tiempo y con gran extensión espacial, de los parámetros básicos de la ionosfera, de su velocidad, y de las irregularidades que se desarrollan en la capa F. Los datos de cada instrumento serán transmitidos en tiempo casi real con una cadencia de 15 minutos a un servidor central que se encuentra en las oficinas del Instituto Geofísico del Perú en Lima. La red LISN operará como un arreglo permanente de instrumentos geofísicos en América del Sur funcionando como un observatorio distribuido. La red LISN ha sido diseñada para medir con precisión el estado caótico y complejo que ocurre en la ionosfera ecuatorial casi todos los días

después del ocaso y para observar, en varios lugares simultáneamente, la electrodinámica del sistema ionosfera-termosfera (ITE), y para indagar cómo se crean las condiciones apropiadas para el inicio de turbulencia y estructuras del plasma.

Además, se instalarán 5 ionosondas aproximadamente alineadas y uniformemente espaciadas a lo largo de la misma línea magnética que cruza el ecuador magnético en el meridano de longitud -69° . Una ionosonda será instalada en Leticia, Colombia, y otra al sur de Antofagasta, Chile, con el fin de observar las densidades en la capa E y F. Las líneas magnéticas que pasan a 100 Km de altura en estas dos estaciones continúan hasta cruzar el ecuador magnético a 250 y 270 Km respectivamente. Una tercera ionosonda será colocada cerca del ecuador magnético en Puerto Maldonado, Perú.

Dos ionosondas más serán instaladas en El Leoncito, Argentina, y en Mérida, Venezuela, ambas cerca del lugar de las crestas de la anomalía.

En resumen, LISN cuenta con instrumentación en varios países de sur América, que incluye ionosondas en Perú, Argentina, Bolivia y Brasil, y una red de receptores GNSS en varios países de sur América, entre ellos Colombia, en donde tiene 4 estaciones GNSS y un magnetómetro, sin embargo, la densidad de instrumentación para la cobertura de todo el territorio nacional para Colombia es muy baja.” (Valladares & Villalobos, 2008)

La red LISN se complementará con un modelo físico asimilativo que permitirá efectuar estimaciones precisas de la distribución de electrones de la ionosfera, conductividad, de desplazamientos de plasma ExB y viento de partículas neutras en tiempo casi real.

El mayor acercamiento al estudio de la ionosfera en Colombia se ha efectuado por parte de LISN en colaboración con la Universidad Nacional de Colombia. Estos estudios se enmarcan dentro de los realizados en general para la franja de latitud geomagnética baja, con más énfasis en las regiones que cuenten con mayor

instrumentación y medición directa del contenido de electrones en la ionosfera. En particular concentrada en la cresta sur de la región.

1.2. Objetivos

El objetivo general de este trabajo ha sido el de sentar las bases para el establecimiento, dentro de, y contando con la Universidad del Valle, de un laboratorio destinado al estudio de la ionosfera ecuatorial, especialmente la de la región Colombina. Se trata pues de realizar los primeros trabajos de desarrollo instrumental, de infraestructura, puesta en funcionamiento, adaptación y mejora de los procedimientos matemáticos y de los algoritmos para la observación y análisis de la ionosfera y de la capacitación del personal necesario que sirva de germen para el objetivo propuesto. Se busca determinar, a partir de la revisión de las técnicas de medición e instrumentación los mejores modelos, soluciones y algoritmos existentes y sus posibles combinaciones o modificaciones, que signifiquen una mejora en la solución de la corrección ionosférica para el área geográfica de la república de Colombia que se encuentra ubicada dentro de la cresta norte de la franja de anomalía ecuatorial. El modelado tri-dimensional de esta porción de la ionosfera, producirá un mayor conocimiento de la misma y la posibilidad parametrizar mejor su dinámica, desde una visión más amplia. En esta propuesta, nos planteamos revisar las formas de calcular el TEC en la zona de estudio, contemplando no solo modelos matemáticos sino también la posibilidad de instrumentación desde una perspectiva de desarrollo a bajo coste; de aquí que paralelamente se trabajará con observaciones GNSS para calcular el TEC y se contempla el estudio de señales VLF, usando el principio de funcionamiento de las estaciones de monitoreo ionosférico SID. También se hace una revisión de la instrumentación a partir de radares ionosféricos.

Por lo tanto, podríamos resumir el objetivo general de este trabajo como sigue: plantear una propuesta de monitoreo del contenido total de electrones de la ionosfera colombiana desde el punto de vista instrumental. Como objetivos específicos nos planteamos los siguientes:

- ◆ Efectuar una comparación de los modelos de corrección ionosférica modernos, más utilizados, en función de su efectividad en zonas de latitud geomagnética baja, ante la ocurrencia de eventos que alteren las condiciones ionosféricas, principalmente ligadas a la actividad solar o fenómenos típicos de la zona de anomalía ecuatorial, para determinar la eficacia de estos al calcular el contenido total de electrones TEC.
- ◆ Identificar las causas posibles o concretas de falla de los modelos ionosféricos utilizados para las zonas de latitudes geomagnéticas bajas y establecer la posibilidad de mejora a partir de datos instrumentales.
- ◆ Evaluar el potencial de aplicación del monitoreo de señales VLF al mejoramiento de los ajustes ionosféricos en zonas de anomalía ecuatorial.
- ◆ Plantear una propuesta de mejoramiento del ajuste del error debido a la propagación ionosférica en el posicionamiento GNSS, para el territorio colombiano mediante un sistema que permita calcular de manera más efectiva el contenido total de electrones.

1.3. Guía del documento

En este apartado pretende ser un breve resumen del contenido del documento.

En el capítulo uno, como y se ha visto se ha trazado los objetivos que se han propuesto en este trabajo y se ha dado un resumen y una introducción al mismo. En El capítulo 2 se exponen los aspectos teóricos que conciernen este trabajo.

En los apartado 2.1 y 2.2, se da una breve revisión de las características morfológicas y físicas del Sol 2.1, además de una revisión para el conocimiento del Sol 2.2, su estructura física, las reacciones en su interior y la incidencia de las manchas solares y el ciclo solar en su comportamiento. Posteriormente en 2.3 a 2.4 se explica la naturaleza y comportamiento del campo magnético terrestre y la ionosfera, en este

contexto, se presenta en 2.5 y 2.6 la interacción de las ondas electromagnéticas, su comportamiento ante las diferentes capas de la atmósfera y los efectos de la ionosfera en la propagación de señales electromagnéticas provenientes del espacio como es el caso de la señal GNSS y de otros satélites que permiten monitorear la Tierra. En el apartado 2.7 se hace una revisión de los diferentes modelos y técnicas existentes para el estudio de la ionosfera. Ya en el capítulo 3 se presentan los cálculos realizados inicialmente para conocer el comportamiento de los modelos ionosféricos más comúnmente utilizados en diferentes escenarios de una zona ubicada en la franja de anomalía ecuatorial y en condiciones ionosféricas normales y perturbadas a diferentes escalas. De aquí se establecen las razones por las cuales los modelos presentan tanta variabilidad en esta zona haciendo que su eficiencia sea inadecuada.

En los apartados 3.8 y 3.9 respectivamente, se presentan dos desarrollos que permiten medir la altura y densidad electrónica de la capa D mediante un instrumento denominado monitor de capa D y a modo de un instrumento más avanzado, utilizando los mismos principios físicos explicados en el capítulo 2, se presenta el desarrollo de una ionosonda digital.

En el capítulo 4 se plantea una propuesta de instrumentación a partir de los desarrollos presentados en 3.8 y 3.9 para el territorio colombiano, mediante una configuración mixta de hardware y software que suministren el conocimiento de la ionosfera colombiana y que genera un aporte importante en el conocimiento de los fenómenos de la anomalía ecuatorial.

2. ASPECTOS TEÓRICOS

La ionosfera es la región de la atmósfera constituida por una mezcla de gas neutro de baja densidad (plasma) que coexiste con iones positivos y electrones libres en cantidad suficiente como para poder afectar a la propagación de las ondas electromagnéticas de

las regiones del espectro que corresponde a las ondas de radio y a las ondas utilizadas por el GNSS. Se extiende, aproximadamente, desde los 60 hasta los 2000 km. Estas partículas cargadas se crean por la interacción de la radiación y las partículas provenientes del sol con la atmósfera. La dinámica de la ionosfera está gobernada por los movimientos de estas partículas cargadas en presencia del campo magnético de la Tierra. Por lo tanto, el origen y la dinámica de la ionosfera es consecuencia fundamentalmente de tres factores: la acción solar, la atmósfera terrestre y el campo magnético de la Tierra. Nos proponemos en este capítulo, hacer una breve descripción de estos tres elementos esenciales en la comprensión de los procesos que tienen lugar en la ionosfera.

2.1. La atmósfera terrestre

La atmósfera de la Tierra está formada por una mezcla de gases y partículas, que se encuentran desde el nivel del mar hasta unos 10.000 Km de altura sobre la superficie terrestre. El 99% de la masa de la atmósfera se encuentra por debajo de los 30 Km de altura mientras que a partir de los 80 Km la atmósfera está compuesta por moléculas ionizadas y electrones libres.

Los principales constituyentes de los gases atmosféricos son el Nitrógeno (78%) y el Oxígeno (21%) que conforman en total un 99% de la composición de la baja atmósfera, mientras que el 1% restante está constituido por algunos gases como hidrógeno, Helio, Argón, Neón, Kriptón y Xenón, además de otros como metano, óxido nitroso, carbono y vapor de agua, protagonistas de discusiones actuales en el tema del calentamiento global.

La atmósfera se divide en capas clasificadas a partir de diferentes características como temperatura, nivel de ionización, composición, etc. (Figura 2-1. Subdivisiones **de la atmósfera terrestre**). En términos de la variación de temperatura, se puede subdividir en cuatro capas principales:

Tropósfera: Abarca desde la superficie de la Tierra hasta los 10.000 metros de altura, en esta capa la temperatura disminuye con la altura.

Estratosfera: Desde los 10.000 m hasta los 50 Km, en esta capa la temperatura aumenta en comparación con la tropósfera.

Mesosfera: Se encuentra entre los 50 Km y los 80 Km y la temperatura nuevamente disminuye.

Termósfera: Localizada entre los 80 Km y 400Km, en la cual la temperatura nuevamente se incrementa con respecto a la capa anterior, pero permanece constante.

Exosfera: Es la capa más externa de la atmósfera, por encima de los 400Km en la cual los gases y partículas pueden escapar al espacio.

Por otra parte, teniendo en cuenta las características de la propagación de señales, la atmósfera se divide fundamentalmente en dos capas:

Troposfera o atmósfera neutra: En este contexto se refiere a la capa inerte o neutral, que abarca desde el nivel del mar hasta aproximadamente los 60 Km de altura; representa un medio no dispersivo y por lo tanto el retardo en la propagación no depende de la frecuencia. Es en esta capa donde se desarrollan los fenómenos meteorológicos y, por lo tanto, la presencia del vapor de agua y los cambios de temperatura y presión son los que gobiernan la afectación de la propagación de la señal.

Ionosfera: Como su nombre lo indica, corresponde a la capa de atmósfera, conformada por moléculas disociadas y partículas cargadas eléctricamente, en general se puede describir como una combinación de iones y electrones libres que la convierten en la principal fuente de afectación de una señal. Por efectos de la radiación solar, las moléculas suspendidas en la parte superior de la atmósfera, son calentadas y agitadas a tal punto que sufren diferentes procesos de disociación que involucran

desprendimiento de electrones, es decir un proceso de ionización y aunque la ionósfera está compuesta por una mezcla de partículas atmosféricas, cargadas y no cargadas, la cantidad de electrones libres en la ionósfera es suficiente para afectar la propagación de las ondas de radio, ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..**

Figura 2-1. Subdivisiones de la atmósfera terrestre.

2.2. El Sol

El comportamiento de la ionósfera se encuentra íntimamente relacionado con el comportamiento del Sol, teniendo particular importancia la emisión de radiación y su variabilidad que depende de la actividad que se produce en el interior del mismo. Para entender estos procesos, se debe conocer esta dinámica solar y sus efectos en el campo magnético terrestre.

2.2.1. Estructura física

El Sol es una estrella, una enorme masa caliente de gases ionizados, incandescentes en el centro del sistema solar. Su influencia se extiende a una distancia que va mucho más

allá de las órbitas de Neptuno y Plutón. Sin la intensa energía del Sol y su calor, no habría vida en la Tierra, su interacción afecta entre otras cosas las corrientes oceánicas, y el clima. El sol se encuentra a una distancia media de 149,60 millones de kilómetros (92,96 millones millas). Esta distancia se conoce como una Unidad Astronómica (UA), y establece la escala para medir distancias en todo el sistema solar. Su temperatura media superficial se estima en 6000 K y su gravedad superficial en la fotosfera en 274 m/s^2 .

Con un radio aproximado de 695.800 km ($1 R_{\odot}$), cerca de un millón de Tierras cabrían dentro del sol. Su masa se mantiene unida por la atracción gravitacional, produciendo una inmensa presión. Como se ilustra en la

Figura 2-2, se diferencian en su estructura seis regiones - el núcleo, la zona radiativa y la zona de convección en el interior; la superficie visible (la fotosfera); la cromosfera; y la región más externa, la corona. El sol no tiene superficie sólida.

Figura 2-2. Estructura del Sol.

Núcleo: es la zona del Sol donde se produce la fusión nuclear debido a la alta temperatura, es decir, el generador de la energía del Sol.

Zona Radiativa: las partículas que transportan la energía (fotones) intentan escapar al exterior en un viaje que puede durar unos 100.000 años debido a que estos fotones son absorbidos continuamente y reemitidos en otra dirección distinta a la que tenían.

Zona de Convección: en esta zona se produce el fenómeno de la convección, es decir, columnas de gas caliente ascienden hasta la superficie, se enfrían y vuelven a descender.

Fotosfera: es una capa delgada, de unos 300 Km, que es la parte visible del Sol, “su superficie”. Desde ella se irradia luz y calor al espacio. La temperatura es de unos 6.000 K. En la fotosfera aparecen las manchas oscuras y las fáculas que son regiones brillantes alrededor de las manchas, con una temperatura superior a la normal de la fotosfera y que están relacionadas con los campos magnéticos del Sol.

Cromosfera: sólo puede ser vista en la totalidad de un eclipse de Sol. Es de color rojizo, de densidad muy baja y de temperatura muy alta, (500.000) grados. Está formada por gases enrarecidos y en ella existen fortísimos campos magnéticos.

Corona: Es una capa de gran extensión, temperaturas altas y de bajísima densidad. Está formada por gases enrarecidos y gigantescos campos magnéticos que varían su forma de hora en hora. Ésta capa es impresionante vista durante la fase de totalidad de un eclipse de Sol.

El sol está compuesto por diversos elementos, presentados con su respectiva proporción en la Tabla 2-1.

Tabla 2-1. Elementos presentes en la composición del Sol.

Componentes químicos	Símbolo	%
Hidrógeno	H	92,1
Helio	He	7,8
Oxígeno	O	0,061
Carbono	C	0,03
Nitrógeno	N	0,0084
Neón	Ne	0,0076
Hierro	Fe	0,0037
Silicio	Si	0,0031
Magnesio	Mg	0,0024
Azufre	S	0,0015
Otros		0,0015

2.2.2. El ciclo solar

A partir de observaciones realizadas desde siglos atrás, se determinó que el sol tiene un comportamiento cíclico. En el siglo XIX se descubrió que cada 11 años aparecían unas misteriosas manchas en la superficie del Sol y que con la aparición de estas manchas se producía un incremento en la actividad solar, manifestado por la ocurrencia de explosiones súbitas provenientes de estas manchas. Tras años de observación, los investigadores han corroborado que la actividad solar es cíclica y alcanza su máximo alrededor de cada 9,5 a 11 años. De hecho usando los datos de SIDC (Solar Influence Data Analysis Center) durante los últimos 300 años y ejecutando la transformada de Fourier se obtiene para el ciclo una duración de 10,4883 años. Este ciclo fue descubierto por Heinrich Schwabe en 1843.

Esta recurrencia de la actividad del Sol con periodo de 11 años, denominado *ciclo solar*, se debe a las alteraciones del campo magnético generado por el movimiento de las

partículas cargadas del plasma. Ocurre que en las capas externas (Zona Convectiva y Fotosfera) el plasma que en el ecuador tarda 26 días en dar una vuelta completa, lo hace en 36 días en las regiones polares. Por otra parte, en las capas internas del Sol (Núcleo y Zona Radiactiva) el plasma tarda 27 días en dar una vuelta completa. Esta diferencia de velocidades hace que unas capas choquen y se deslicen unas sobre otras creando grandes turbulencias. El campo magnético que es consecuencia del movimiento de las partículas eléctricamente cargadas del plasma, sufren las consecuencias de estas turbulencias, originando los que se denominan *bucles coronales*. En estos enormes bucles, que llegan a alcanzar distancias mayores de las que existen entre la Tierra y la Luna, el plasma, siguiendo las curvadas líneas del campo magnético, emerge del Sol para volver a él en otra región del mismo por donde se cierran las líneas del campo. En la época de mucha actividad, la interacción entre los bucles coronales da lugar a las *fulguraciones* y en los casos extremos se producen las denominadas *eyecciones de masa coronal* CME (*Coronal Mass Ejection*). Durante estos fenómenos se emiten al espacio interplanetario enormes cantidades de masa coronal y rayos X que modifican la intensidad y velocidad del viento solar.

2.2.3. Las manchas solares

Debido a efectos de los campos magnéticos en la superficie del Sol, ciertas regiones de la fotosfera se enfrían a unos 4200 K, respecto a los 6000 K a los que se encuentra aproximadamente la fotosfera, por lo que resultan más oscuras. Estas zonas oscuras reciben el nombre de manchas solares. Las manchas solares representan pues los signos visibles de la actividad magnética extrema que ocurre en el sol y que afecta a todo el sistema solar. Las manchas solares tienen una parte central oscura conocida como umbra, rodeada de una región más clara llamada penumbra.

El número de manchas solares en el Sol no es constante, y cambia a lo largo del ciclo solar, donde el periodo de máxima actividad y aparición se denomina máximo solar y el de menor actividad y desaparición de manchas se conoce como mínimo solar, ambos

de aproximadamente 11 años como se mencionó anteriormente. El conteo de las manchas solares permite identificar el estado del Sol en términos del ciclo solar. Hay dos números oficiales para el conteo formal de las manchas solares de uso común. El primero, el conteo diario "Boulder Sunspot Number" se calcula por el Centro de Entorno Espacial de la NOAA (NEEC) utilizando una fórmula ideada por Rudolph Wolf en 1848; el segundo es el International Sunspot Number. El número Boulder es usualmente 25% más alto que el segundo índice oficial, el "International Sunspot Number", publicado por el Sunspot Index Center, en Bélgica.

El segundo número al que hemos hecho referencia también usa la fórmula de Wolf, pero al incorporar datos de diferentes observatorios, los resultados son algo diferentes.

La variabilidad de este conteo a lo largo de 40 años se puede apreciar en la Figura 2-3, obtenida del portal de spaceweather.

Figura 2-3. Número de manchas solares de Wolf – Evolución a lo largo de 40 años.

Fuente: spaceweather

2.2.4 La radiación solar

El Sol emite grandes cantidades de energía en forma tanto de radiación electromagnética como de partículas (Figura 2-4.). La emisión de radiación electromagnética sigue prácticamente la ley de radiación de Plank correspondiente a un cuerpo negro de 6000 K de temperatura. El flujo de energía que llega a la Tierra es

de 1370 vatios por metro cuadrado, cuyos porcentajes en función de la frecuencia viene dado en la

Tabla 2-2.

Figura 2-4. Espectro de radiación electromagnética.

Tabla 2-2. Rango de longitudes de onda y proporción de flujo de energía que emite el Sol en cada una de ellas.

Región espectral	Longitud de onda	Frecencia	%
Radio	$1.00 \text{ mm} < \lambda$	$> 3.0 \times 10^{11} \text{ Hz}$	< 1
Infrarrojo	$0.79 \text{ }\mu\text{m} < \lambda < 1.00 \text{ mm}$	$3.8 \times 10^{14} \text{ Hz} > \lambda > 3.0 \times 10^{11} \text{ Hz}$	52
Visible	$0.38 \text{ }\mu\text{m} < \lambda < 0.79 \text{ }\mu\text{m}$	$7.9 \times 10^{14} \text{ Hz} > \lambda > 3.8 \times 10^{14} \text{ Hz}$	41
Ultravioleta (UV)	$0.12 \text{ }\mu\text{m} < \lambda < 0.38 \text{ }\mu\text{m}$	$2.5 \times 10^{15} \text{ Hz} > \lambda > 7.9 \times 10^{14} \text{ Hz}$	< 7
Ultravioleta Extremo (EUV)	$10.00 \text{ nm} < \lambda < 0.12 \text{ }\mu\text{m}$	$3.0 \times 10^{16} \text{ Hz} > \lambda > 2.5 \times 10^{15} \text{ Hz}$	0.1
Rayos X	$< 10.0 \text{ nm}$	$> 2.7 \times 10^{18} \text{ Hz}$	< 0.1

Como ya se ha dicho, el Sol emite de forma continua desde su corona una enorme cantidad de plasma en forma de partículas cargadas que escapan a una velocidad de 300 km s^{-1} dando lugar a lo que se denomina el *viento solar*. Tardan por lo tanto entre 3 y 4 días en llegar a la Tierra. La energía que llega la Tierra con estas partículas es solo una décima parte de la que lo hace en forma de rayos X y ultravioleta.

2.3. El Campo magnético de la Tierra

La parte principal del campo magnético terrestre tiene su origen en un fenómeno magnetohidrodinámico que se produce por el movimiento del hierro fundido altamente conductor que constituye el núcleo externo de la Tierra. A esta componente, que supone el 95% del valor de la intensidad del campo magnético en la superficie de la Tierra, se le añade los aportes debidos al material magnético de la corteza y manto superior terrestre. Las contribuciones de todas estas fuentes dan lugar al denominado *campo magnético de origen interno*. El campo magnético generado por el movimiento de las cargas eléctricas en la ionosfera y la magnetosfera, altamente variables tanto en el espacio como en el tiempo, se denomina campo magnético de origen externo. Las variaciones del campo externo originan corrientes eléctricas en el mar, la corteza, y el manto dando lugar al *campo magnético inducido*.

Figura 2-5. Componentes del campo magnético terrestre.

El campo inducción magnética $\vec{B}$ está relacionado con las componentes del campo (denominadas elementos magnéticos) siguientes: la componente Norte-Sur X, la componente Este-Oeste Y y la componente vertical Z (positiva hacia abajo (véase la Figura 2-5). A partir de estas se obtienen la componente horizontal, H ($H = \sqrt{X^2 + Y^2}$), la intensidad total B ($B = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$),

la inclinación I ($I = \text{atan}\left(\frac{Z}{H}\right)$) y la declinación D ($D = \text{atan}\left(\frac{Y}{X}\right)$).

El campo geomagnético principal (o de origen interno) puede ser representado en el exterior de la Tierra (en regiones libres de cargas eléctricas y fuentes magnéticas) a partir de una función escalar V denominada potencial geomagnético, tal que $\vec{B} = -\vec{\nabla}V$. Expresando el potencial V en coordenadas esféricas geocéntricas (φ', λ, r) , este puede ser desarrollado para un instante de tiempo t en armónicos esféricos, (Chapman & Bartels, 1940) de la siguiente forma:

$$V(r, \varphi', \lambda, t) = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda) \tilde{P}_n^m(\sin \varphi'), \quad (2-1)$$

donde a es el radio medio de la Tierra en el ecuador (6371.2 km) $\tilde{P}_n^m(\sin \varphi')$ son las funciones asociadas de Legendre Schmidt cuasi-normalizadas y $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$ son los coeficientes de Gauss de grado n y orden m . A partir del potencial se puede calcular todas las componentes del campo.

La International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA), publica cada cinco años, desde 1900 hasta la actualidad, un conjunto de coeficientes de Gauss $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$ hasta grado y orden 13, en nano Teslas (nT) denominados IGRF-xx (International Geomagnetic Reference Field, año xx) y sus variaciones temporales en Teslas/año denominado DIGRF-xx (derivadas primeras de $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$), hasta el grado y orden 8. El último modelo es el IGRF-12 (Thébault et al., 2015). Admitiendo que la variación de los coeficientes es lineal en el plazo de los cinco años que transcurren entre la actualización del modelo, se tiene que los coeficientes para una época t se obtienen a partir de los publicados para la fecha t_0 de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} g_n^m(t) &= g_n^m(t_0) + g_n^m(t - t_0) \\ h_n^m &= h_n^m(t_0) + h_n^m(t - t_0) \end{aligned} \quad (2-2)$$

Otro modelo de campo global es el producido conjuntamente por el National Geophysical Data Center norteamericano y el British Geological Survey británico, denominados WMM (World Magnetic Model). Estos modelos se truncan en el orden

12 (168 coeficientes). Es el usado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos, el Ministerio de Defensa británico, la OTAN y la oficina hidrográfica internacional, así como por múltiples sistemas civiles de navegación.

Un tercer modelo, producido por el *Centro de Vuelo Espacial Goddard* y el *Instituto Danés de Investigación Espacial*, emplea un «modelado exhaustivo» que trata de conciliar datos de muy diferente resolución temporal y espacial obtenidos en superficie y de fuentes satelitales.

La latitud geomagnética se define como:

$$\varphi_m = \text{atan}\left(\frac{1}{2}\tan(I)\right) \quad (2-3)$$

Dependiendo de que la inclinación se calcule a partir del modelo dipolar del campo o del IGRF referido a una época, la latitud geomagnética será distinta. El ecuador geomagnético se define como la línea que une los lugares de la Tierra con inclinación magnética cero.

En la Figura 2-6 en el mapa correspondiente a las líneas de igual inclinación (centro, izquierda) podemos ver el ecuador geomagnético correspondiente IGRF-12. Se presentan gráficos de la declinación magnética. (superior izquierda, unidades en grados), y velocidad de cambio de D (superior derecha, unidades en grados/año), inclinación I (en medio, izquierda, unidades en grados), y velocidad de cambio de I (en medio, derecha, unidades en grados/año), intensidad total F (abajo izquierda, unidades en nT) y velocidad de cambio de F (abajo derecha, en nT/año) para un radio medio $r=a$ in 2015; Proyección Mercator. (Thébault et al., 2015)

Figura 2-6. Mapas de la declinación magnética D .

2.3.1. Tormentas geomagnéticas e índices geomagnéticos

El campo magnético terrestre sufre continuas alteraciones como consecuencia de las variaciones de las corrientes eléctricas que envuelven la Tierra debidas al viento solar. El viento solar es un flujo de plasma procedente del sol, compuesto de protones, y partículas alfa. Es un plasma extraordinariamente tenue (10 partículas por metro cúbico en las proximidades de la Tierra), que, en condiciones normales, se mueve a una velocidad de unos 400 km/s y arrastra consigo el campo magnético del Sol. En los días tranquilos las componentes del campo geomagnético cambian de forma suave,

lenta y continua, dependiendo especialmente de las posiciones relativas del Sol y la Tierra. Estas variaciones son periódicas y sobre ellas se producen variaciones ocasionales. Las fulguraciones, solares junto con las eyecciones de masa coronal (CME, *Coronal Mass Ejection*), y los agujeros coronales, arrojan cantidades inmensas de masa del Sol al medio interplanetario, modificando la velocidad y densidad del viento solar (Herraiz Sarachaga, 2014). La llegada repentina a la Tierra de esta gran cantidad de partículas origina corrientes adicionales en la ionosfera que causan a su vez perturbaciones en el campo magnético, fenómeno que se conoce como tormentas geomagnéticas. Las tormentas geomagnéticas pueden durar desde una hora a unos días. Los días en que se producen tormentas geomagnéticas se días geomagnético perturbados.

Uno de los índices que mide la actividad geomagnética es el denominado índice Kp , que identifica las radiaciones de partículas solares mediante el efecto que producen en las componentes del campo, registradas en 13 observatorios geomagnéticos situados entre los 44 y 60 grados norte o sur. El índice Kp se obtiene promediando los valores de la componente horizontal H del campo (o D si este está más perturbado que H). Es una escala cuasi-logarítmica definida por valores enteros que van de 0 a 9 en la que de 1 a 4 no hay tormenta, el 5 indica tormenta geomagnética menor, 6 moderada, 7 fuerte, 8 severa y 9 extrema (Figura 2-7).

Figura 2-7. Índices Kp correspondientes al 1 de junio de 2017. Observatorio del Ebro. España.

Debido a la naturaleza cuasi logarítmica del índice kp , este no resulta adecuado para obtener un índice diario. Para ello lo que se hace entonces es convertirlo en una escala lineal antes de promediarlo a lo largo de un día. El valor medio de los 8 valores

linealizados de los índices k_p correspondientes a un día es el índice planetario A_p . Se considera que hay tormenta magnética a partir de valores de $A_p > 40$ (Figura 2-8)

El D_{st} (*Disturbance Storm Time Index*) es otro de los índices que se utilizan para la medida de las tormentas magnéticas debidas a las variaciones en el anillo de corriente ecuatorial. Se calcula partir de la media de los valores de H obtenidos en una red de cuatro observatorios geomagnéticos situados cerca del ecuador magnético y distribuidos equidistantemente (Figura 2-9).

Figura 2-8. K_p y A_p índices para distintas estaciones. (NOAA Space Enviroment Center, USA)

Las tormentas geomagnéticas se clasifican en función del índice D_{st} en débiles si - 30 $nT > D_{s\text{ picot}} > - 50\text{ nT}$, moderdas si - 50 $nT > D_{s\text{ picot}} > - 100\text{ nT}$ e intensas si - 100 $nT > D_{s\text{ picot}}$.

Figura 2-9. Índice D_{st} correspondiente al mes de mayo de 2017. (World Data Center for Geomagnetism, Kyoto, Japan)

Los 10 días de cada mes cuya variación es mínima se denominan IQDs (*International Quiet Days*) y los 5 días más perturbados de cada mes se denominan IDDs (*International Disturbed Days*)

2.4. La ionosfera

Como ya hemos dicho en la introducción, la ionosfera es la región de la atmósfera en la que existen iones positivos y electrones libres en cantidad suficiente como para alterar significativamente la trayectoria de las ondas electromagnéticas. En este apartado daremos un repaso a las características generales de esta y a los procesos que tienen lugar en ella.

2.4.1. Procesos Físicos y químicos en la Ionosfera

El Sol bombardea continuamente a la Tierra de dos formas, la primera es a través de energía, en forma de rayos X y radiación ultravioleta (UV) y la segunda es en forma de partículas con masa. Los fotones asociados a las radiaciones X, UV, EUV (Radiación Ultra Violeta Extrema), chocan con las partículas suspendidas en la parte superior de la atmósfera, generando una absorción de energía que desencadena procesos de foto-disociación, foto-ionización y la combinación de estos dos. (Memarzadeh, 2009)

Foto- disociación

Foto- ionización ($\lambda \leq 103\text{nm}$)

Foto- ionización – Disociativa ($\lambda \leq 72\text{nm}$)

Como se puede apreciar en las fórmulas de las reacciones fotoquímicas anteriores, la fotoionización transforma la atmosfera superior en un medio conductor y dado que el proceso de absorción es exotérmico se produce a su vez un calentamiento de la alta atmósfera. Por otra parte, las partículas se ionizan o disocian involucrando una mínima parte de la energía de la radiación incidente y puesto que para cada gas las frecuencias implicadas en los procesos de ionización y disociación son diferentes esto hace que la profundidad de la penetración de la radiación solar incidente dentro de la atmosfera terrestre sea una función de la longitud de onda. Así, las longitudes de onda mayores que 3000 Å, alcanzan el suelo mientras que las comprendidas entre 2000 y 3000 Å son totalmente absorbidas en el proceso de foto disociación del ozono a aproximadamente 40 km de altitud. Las comprendidas entre 1000 y 1700Å son absorbidas por la foto disociación del O₂ a unos 100 km de altura. La fotoionización de la de la atmosfera superior, por encima de los 90 km, es debida a las radiaciones de longitudes de onda inferiores a 1400 Å. (Memarzadeh, 2009). En la Figura 2-10 puede verse la absorción de la radiación en función de la altura.

Figura 2-10. Espectro de absorción de la radiación por la atmosfera en función de la altura.

La interacción entre las ondas electromagnéticas y la ionosfera depende de la frecuencia de estas. Cuando interactúan las ondas con las partículas cargadas se produce una oscilación de estas, cuya frecuencia viene dada por la siguiente fórmula:

$$f_p = \frac{\omega}{2\pi} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{Ne^2}{\epsilon_0 m}}, \quad (2-4)$$

en la que N es la densidad de partículas cargadas por metro cúbico, e y m son la carga y la masa de la partícula y ϵ_0 es la constante dieléctrica (o permitividad) en el vacío. La frecuencia de los electrones del plasma se denomina *frecuencia del plasma*. Aproximadamente la frecuencia del plasma es $\omega_p \simeq 56.4\sqrt{N} \text{ s}^{-1}$. Las ondas dirigidas verticalmente penetran la ionosfera hasta que alcanzan aquella región cuya densidad es tal que la frecuencia del plasma coincide con la frecuencia de la onda. A esta altura las ondas se reflejan hacia la tierra. Como veremos más adelante este fenómeno será usado por las *radiosondas*.

Las variaciones de densidad de la materia ionizada por unidad de volumen se rigen por la denominada *ecuación de continuidad*. Esta ecuación contempla los tres principales procesos de producción, pérdida y transporte. Puede ser escrita como sigue:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \vec{\nabla} \cdot (N\vec{v}), \quad (2-5)$$

donde q y L son las tasas de creación y pérdida de iones, N es la densidad de partículas y $\vec{v}$ es la velocidad media de transporte.

En 1931 Sidney Chapman (Chapman & Ferraro, 1931) desarrolló por primera vez una teoría sobre la producción de iones en una atmósfera ideal. Asumiendo que se trata una atmósfera isoterma constituida por varias capas horizontales de un único gas y que la producción de iones depende de la intensidad de la radiación y de la cantidad de

partículas ionizables, encontró que el ritmo de producción q viene dado por la denominada *función de producción de Chapman*:

$$q(\chi, h) = q_{max}^0 \exp \left\{ 1 - \frac{h - h_{max}}{H} - \sec(\chi) \exp \left\{ -\frac{h - h_{max}}{H} \right\} \right\} \quad (2-6)$$

donde χ es el ángulo de incidencia de la radiación respecto al cenit, h la altura, q_{max}^0 la máxima tasa de producción de iones (cuando el Sol se encuentra en el cenit), h_{max} es la

Figura 2-11. Función de producción de Chapman para varios ángulos de incidencia.

altura de la máxima tasa de producción de iones y H la altura de escala. La altura de escala se define como aquella para la que la presión atmosférica disminuye un factor

$e=2.71828$ y viene dada por la fórmula $H = \frac{kT}{mg}$, donde k es la constante de Boltzmann, T

la temperatura, m la masa de la partícula y g la aceleración de la gravedad.

El movimiento de las partículas cargadas de la ionosfera en presencia del campo magnético terrestre está gobernado por la *ley de Lorentz*:

$$\vec{F} = m \frac{d\vec{v}}{dt} = q(\vec{v} \times \vec{B} + \vec{E}) \quad (2-7)$$

Donde $\vec{F}$ es la fuerza sobre la partícula, q la carga eléctrica $\vec{B}$ el campo magnético y $\vec{v}$ la velocidad de desplazamiento. En un campo magnético uniforme y en ausencia de campo eléctrico externo las partículas se mueven con un movimiento helicoidal que avanza en la dirección del campo y en el mismo sentido o sentido contrario dependiendo del signo de su carga. La velocidad con la que giran las partículas alrededor del campo magnético se denomina *frecuencia de giro*. La presencia de un campo eléctrico externo produce un movimiento de deriva de las partículas cargadas en el campo geomagnético perpendicular a ambos $\vec{E}$ y $\vec{B}$, cuya velocidad vienen dado por:

$$\vec{v}_{deriva} = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{\|\vec{B}\|^2} \quad (2-8)$$

El movimiento vertical del plasma como consecuencia fenómenos gravitacionales, térmicos, de marea etc., genera un campo eléctrico. En el ecuador, donde el campo magnético es horizontal (la inclinación $I \sim 0$) la combinación de ambos fenómenos (campo eléctrico vertical y campo magnético horizontal) origina un desplazamiento hacia el este del plasma con velocidad $v_{deriva} = \frac{E}{B} \cos(I)$ denominada *deriva electromagnética* o *deriva $\vec{E} \times \vec{B}$* , de gran importancia en la comprensión de los fenómenos que se dan en la región ecuatorial de la ionosfera.

2.4.2. Divisiones de la ionosfera

Como consecuencia de las diferencias en la actividad de las reacciones de producción y recomposición de iones con la altura así como por la influencia del campo gravitatorio terrestre, la ionosfera se encuentra estratificada verticalmente y se divide en tres regiones según la densidad de plasma: la capa D, la capa E y la capa F. (ver Figura 2-12)

- **La capa D** se sitúa entre 60 km y 90 km de altura. En esta región la fuente primaria de fotoionización son los rayos X duros (0.2-0.8 nm). Estos rayos ionizan todos los constituyentes, especialmente el O₂ y N₂ que son los constituyentes

mayoritarios en esta región. La línea de absorción de Lyman- α ioniza el NO y la radiación EUV ioniza el O₂ y N₂. Los iones dominantes son pues el O₂⁺, N₂⁺ y NO⁺. La densidad electrónica en la capa D varía durante el día entre 10² e⁻cm⁻³ y 10⁴ e⁻cm⁻³ y la ionización se desvanece por la noche.

Esta capa se abordará más adelante, en relación con su importancia en la detección de cambios bruscos en las capas superiores, debido a eventos de origen solar.

- **La capa E** está comprendida entre 90 y 170 km. En esta región de la ionosfera dominan las moléculas neutras de O₂, N₂ y NO. Los iones de N, NO, y de O₂ se producen por fotoionización.

En esta capa hay una alta frecuencia de colisiones entre partículas. Esta condición, dificulta el transporte de partículas cargadas y al punto que se puede considerar despreciable.

La dificultad de transporte en esta capa hace que se vuelva más conductora logrando una máxima conductividad a los 100km lo cual permite la existencia de la capa de plasma conductora.

En la capa E, los iones de NO y O₂ desaparecen principalmente por recombinación disociativa. De manera general se puede decir que esta región está formada por equilibrio fotoquímico, lo que significa que la tasa de producción de iones está balanceada con la tasa de desaparición de iones o en otras palabras, por cada electrón en esta capa, debe existir una partícula con carga positiva, de la cual se desprendió.

En esta capa la densidad de electrones máxima es de 10⁵ electrones por centímetro cúbico y se alcanza a una altura de 110 km y su mayor nivel de ionización se presenta durante el día.

- **La capa F** está comprendida entre los 170 km y 600 km y se divide en parte baja F1 (170-200km) y parte superior F2 (200-600km). En la región F1 se producen principalmente iones de O y de N₂, donde predomina el oxígeno atómico, que normalmente pierde su carga cuando se convierte en un ion molecular por fotoionización y el ion molecular igualmente pierde la carga por medio de recombinación disociativa. El mecanismo de formación de iones en esta sub capa también está dada por el equilibrio fotoquímico.

En la región F2 se presentan las concentraciones más altas de electrones, por lo tanto, es la región más importante para la navegación y comunicaciones, además es la más impredecible respecto a su concentración de electrones. Aquí predomina el ion atómico de oxígeno presentándose en una gran proporción.

Cuanto más baja es la altura hay mayor disponibilidad de partículas, permitiendo que se recombine parte de las partículas cargadas, dando como resultado el aumento de átomos o moléculas neutras durante las horas en las que el sol se oculta y se pierde excitación. Como consecuencia de todo esto las capas D y E prácticamente desaparecen por la noche.

Figura 2-12. Estructura, composición y fuentes de ionización de la ionosfera.

2.4.3. Variaciones de la ionosfera terrestre

La ionosfera presenta un gran rango de variaciones tanto geográfica como temporalmente. Varía con la latitud, longitud, altura, hora del día, día del año, período y actividad solar, alteraciones geomagnéticas, etc. Estas variaciones tienen múltiples causas entre las que cabe citar las variables condiciones de la geometría del sistema Tierra - Sol - Luna, del medio interplanetario (viento solar, etc.), del campo geomagnético, de la troposfera, de la litosfera, etc.

Las variaciones temporales pueden clasificarse en regulares e irregulares. Las variaciones temporales regulares se repiten periódicamente y por lo tanto pueden predecirse. Dos de estas variaciones están fundamentalmente asociadas con el ángulo cenital con el que inciden en la atmósfera las radiaciones procedentes del Sol, pues este ángulo determina el flujo de energía y por tanto las condiciones de las reacciones fotoquímicas. Tienen un periodo de 24 horas, acorde con la rotación de la Tierra sobre su eje y otro anual, originado por la rotación de ésta alrededor del Sol. En verano y a medio día en que el ángulo cenital es menor (la elevación es mayor) la densidad electrónica aumenta. Otra variación periódica es la asociada con el ciclo solar, que como es sabido tiene un período de 11 años. En las épocas de actividad solar alta, aumenta la intensidad de radiación y por lo tanto la producción de partículas cargadas.

Las variaciones temporales irregulares de la ionosfera, denominadas también perturbaciones ionosféricas, tienen su origen en las impredecibles variaciones de la actividad solar y en fenómenos generados por el acoplamiento Litosfera - Atmósfera - Ionosfera. Si las perturbaciones son intensas se habla de tormentas ionosféricas. Las tormentas ionosféricas son consecuencia de complicados procesos dinámicos y químicos que tienen lugar cuando, debido a un súbito aumento de la actividad solar, se incrementa la intensidad con que llegan los rayos UV y X, y las partículas cargadas. Ya dijimos que tras las fulguraciones el sol se emite al espacio gran cantidad de rayos UV y rayos X. Esta radiación tarda unos 8 minutos en llegar a la Tierra produciendo

las denominadas SIDs (*Sudden Ionospheric Disturbances*), que alteran el TEC de la capa F, alteración denominada SITEC (*Sudden Increase of TEC*). Por otra parte, durante las CMEs (*Coronal Mass Ejections*) el Sol envía al espacio ingentes cantidades de partículas (de plasma) a altas velocidades (entre 500 y 2500 km/s) durante un tiempo que puede llegar a durar varias horas. Esta abrupta alteración del viento solar, que llega a la tierra entre 1 y 4 días después de que se haya producido el fenómeno, cambia las condiciones del equilibrio dinámico que existe entre el viento solar estable y el campo geomagnético terrestre, produciendo las *tormentas magnéticas*, que como ya dijimos se miden por los índices *Kp*, *Ap* o *Dst*. Las tormentas ionosféricas son las reacciones de la ionosfera a las súbitas llegadas de energía procedente del Sol y a las tormentas magnética consecuentes. Las tormentas magnéticas se clasifican en positivas o negativas dependiendo de si aumenta o disminuye la densidad electrónica. Las tormentas geomagnéticas pueden causar vientos termosféricos, cambios en la composición de la atmósfera superior y provocar corrientes eléctricas. Cada uno de estos fenómenos puede intervenir en la normal producción fotoquímica y el transporte de iones originando cambios irregulares en la densidad de electrones de la ionosfera. Ha de reconocerse que aún hoy no se conoce del todo estos procesos físicos siendo aún una cuestión de estudio.

Otra fuente de variaciones irregulares de la ionosfera tiene su origen en fenómenos que tiene lugar bajo ella. Parece haberse probado recientemente que la ionosfera reacciona a los terremotos de mayor magnitud y a los volcanes, aunque su influencia es mucho menor que la de las tormentas magnéticas. También se ha demostrado la influencia de fenómenos atmosféricos tales como grandes frentes, sistemas convectivos de mesoescala o calentamientos súbitos estratosféricos.

Las perturbaciones ionosféricas denominadas TDIs (*Traveling Ionospheric Disturbances*) (Hocke & Schlegel, 1996) se originan como consecuencia de las AGWs (*Atmospheric Gravity Waves*). Estas ondas se producen debido a las fuerzas de flotación de la atmósfera. Según sus longitudes de onda se dividen en AGWs de *gran escala* que tienen longitudes de onda de aproximadamente 1000 km y se desplazan horizontalmente a

velocidades que van de 250 a 1000 ms^{-1} , de *escala media* con periodos de cientos de kilómetros y velocidades de 90 – 250 ms^{-1} y *escalas pequeñas* con periodos de algunos minutos y velocidades menores de 300 ms^{-1} . Las amplitudes de estas ondas crecen exponencialmente con la altura a fin de mantener constante el flujo de energía en una atmosfera cuya densidad también varía con la altura. Estas ondas causan fluctuaciones en el plasma ionosférico que se denominan TIDs (*Traveling Ionospheric Disturbances*) que consecuentemente se dividen también MSTDs (*Medium Scale TIDs*), LSTDs (*Large Scale TIDs*) y SSTDs (*Small Scale TIDs*)

2.4.4. Características de la ionósfera en zonas de latitud geomagnética baja

La ionósfera terrestre se divide en tres zonas definidas por la latitud. Es importante aclarar que, en términos del estudio de la ionósfera, se habla de la latitud geomagnética y no de latitud geográfica, (Figura 2-13) dado que el ecuador magnético (rojo), difiere del ecuador geográfico (verde). Su clasificación se debe al nivel de actividad, relacionada con el campo magnético, el campo eléctrico y su convergencia, estas zonas ionosféricas se han denominado como ionosfera polar, ionosfera media e ionósfera de latitud baja, como se muestra en la Figura 2-14.

Figura 2-13. Ecuador Magnético y Ecuador Geográfico.

Figura 2-14. Zonificación de la ionósfera según la latitud geomagnética.

Modificado de <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/geomag/images/wmmcoor.bmp>

2.4.5. La Anomalía ecuatorial

La ionosfera, es una capa de la atmosfera que cuenta con irregularidades a escala global, con diferentes características y morfología, que hacen que su dinámica sea diferente dependiendo de la zona en la que se evalúe, con una estrecha relación posicional con la latitud.

Particularmente para la capa F2 de la ionosfera (Figura 2-12) en zonas de latitudes bajas, la característica morfológica más importante es la denominada anomalía ecuatorial.

En el año de 1946, el trabajo de Edward V. Appleton (Appleton, 1946) enunció la denominada anomalía de Appleton, que fue definida como la perturbación de la frecuencia critica, que presenta un comportamiento con un mínimo en el ecuador magnético y dos máximos a ambos lados de este, a latitudes geomagnéticas cerca de $\pm 15^\circ$; fué posteriormente, hacia 1958 que se encontró que en algunos casos solo había una cresta bien desarrollada, desplazada del ecuador magnético, a la cual se le denominó de manera más general como anomalía ecuatorial, desplazando el anterior concepto de anomalía de Appleton. (Dumin, 2007).

Visto de otra forma, la capa F2 en las proximidades del ecuador geomagnético se caracteriza por una depresión en la densidad de ionización o "canal" en el ecuador y dos crestas, una a cada lado del ecuador (a aproximadamente $\pm 17^\circ$ de latitud geomagnética) durante el día que dura hasta varias horas después de la puesta del Sol. La causa de la anomalía se atribuye a menudo el llamado "efecto fuente"

Figura 2-15. Anomalía Ecuatorial.

Adaptado de Endawoke -Yizengaw, 2011. Equatorial Electrodynamics, vertical

El movimiento hacia el este del campo eléctrico durante el día produce una deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ ascendente que en conjunción con el proceso descendente de difusión del plasma a lo largo de las líneas magnéticas, a la influencia de la gravedad y del gradiente de presión genera lo que se denomina una *fente de plasma*, (Kumar, 2005; Mansilla, 2003) caracterizado por un aumento de concentración de plasma en las latitudes más altas (cresta) y una disminución en las más baja (valle), llegando a su mínimo en el ecuador (Véase Figura 2-15).

Lo contrario ocurre en la noche, los campos eléctricos van en dirección oeste, de tal forma que el arrastre de plasma hacia abajo. El arrastre vertical del plasma se mueve en un rango de $10 - 30 \text{ ms}^{-1}$.

Como resultado del efecto fuente se presentan los picos de ionización formados en los trópicos, constituyentes de la anomalía ecuatorial. Colombia se encuentra ubicada en

la cresta de ionización norte, lo que hace que la variabilidad de los modelos ionosféricos sea muy alta.

2.4.6. Fenómenos ionosféricos en zonas de anomalía ecuatorial

2.4.6.1. Proceso de transporte en la ionosfera

Dadas las fuertes interacciones entre las líneas del campo geomagnético y las partículas cargadas eléctricamente, presentes en el plasma ionosférico, se da lugar a la captura de algunas partículas y a restricciones de los movimientos de la ionosfera. El transporte de partículas se relaciona directamente con algunos procesos que serán objeto de revisión a continuación.

2.4.6.2. Difusión del plasma

La fuerza gravitacional terrestre causa un movimiento descendente de los iones y electrones del plasma ionosférico, por el otro lado las fuerzas de la presión vertical producen un movimiento ascendente de iones y electrones, por lo cual estas partículas solo tienen un desplazamiento libre en sentido paralelo del campo geomagnético.

2.4.6.3. Viento Termosférico

El cambio de temperaturas en la termosfera crea un cambio de presiones que genera vientos horizontales del lado diurno hacia el lado nocturno de la Tierra, este viento es llamado viento neutral. Sin embargo, este viento no puede mover los iones y electrones a través de las líneas del campo magnético terrestre, pero si puede mover estas partículas a lo largo del campo. Esto debido a la exposición a la radiación solar de la ionosfera superior que la hace muy susceptible al cambio de temperaturas, este cambio se produce durante el día y la noche. Se tiene un aumento de densidad de

iones y electrones cuando el viento va desde el ecuador hacia los polos y sucede lo contrario cuando el viento está en sentido de los polos al ecuador.

2.4.6.4. Deriva electromagnética

Las capas de plasma conductoras se mueven a través de las líneas del campo magnético de la Tierra bajo la influencia de las mareas gravitacionales ocasionadas por el Sol y la Luna. También lo hacen debido a que el calentamiento que la radiación EUV del Sol produce en la alta atmósfera genera un viento, denominado *viento termosférico*, que causa un desplazamiento horizontal de la atmósfera con un período de 12 horas. El movimiento del plasma conductor en presencia de un campo magnético genera un campo eléctrico y por lo tanto un sistema de corrientes eléctricas. En el ecuador donde el campo geomagnético es horizontal (en la dirección Norte – Sur) se genera una intensa lámina de corriente que fluye a lo largo del ecuador magnético concentrada en una región de pocos grados de ancho denominada *electrochorro ecuatorial* (*equatorial electrojet*). Durante el día este flujo se produce hacia el este y durante la noche hacia el oeste.

2.4.6.5. Dispersión de la región F (Spread F)

Un fenómeno típico de la región ecuatorial es el de dispersión de la región F. En la bibliografía se describe a partir de la respuesta instrumental que genera este fenómeno en ionosondas, radares y demás instrumentos, definiéndola como una dispersión en los trazos de ionogramas obtenidos en la región ecuatorial durante la década de los 30 (Booker & Wells, 1938). Uno de los efectos característicos es que algunas veces el eco reflejado, no presentaba un comportamiento típico, sino que se expandía (de aquí el

término “spread”) en altura o frecuencia; el fenómeno ocurría normalmente en la noche, aunque esporádicamente durante horas del día.(Cipagauta L, 2007)

Posteriormente se utilizó el término ESF para denotar irregularidades de densidad de electrones de plasma ecuatorial, observado por diversos tipos de instrumentos utilizados en el sondeo ionosférico. El término ESF, está asociado a un amplio espectro de irregularidades de plasma, con escalas que van desde decenas de centímetros hasta centenas de kilómetros (Ezquer & Racidella, 2008), cada instrumento o técnica de medición es sensible a determinada escala.

En 1956, J.W Dungey propuso la inestabilidad gravitacional de Rayleigh – Taylor (GRT) como el proceso generador del spread F (Dungey, 1956), sin embargo, solamente después de 1970 se logró explicar el fenómeno, mediante la generalización de la teoría RT (GRT).

Figura 2-16. SPREAD F. Fuente: Radio observatorio de Jicamarca.

Una descripción más práctica es presentada por (Ezquer & Racidella, 2008), a partir de la adaptación de Kelley en 1989, a través de una analogía con una inestabilidad hidrodinámica entre dos capas, de las cuales una de menor densidad sustenta a otra de mayor densidad, entonces cuando surge una pequeña perturbación en la superficie de contacto, con la acción de la gravedad, la perturbación evoluciona hasta que el fluido menos denso tiende a subir, formando las llamadas plumas (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) Dado que se presenta una inestabilidad en el horizonte de las dos capas, la reflexión de la señal transmitida por la ionosonda o radar, es

reflejada de forma errática, provocando múltiples respuestas, y alturas diferenciadas igual de erráticas, debido al spread F. (Figura 2-17).

Figura 2-17. Esquema de reflexión de radio señales durante un SPREAD F.

La Figura 2-18 ilustra el comportamiento típico de las señales de radio sondeo en un ionograma, donde se puede apreciar la dispersión generada por un efecto SPREAD F, generalmente al atardecer, cuando se presenta el cambio de ionización debido a la radiación diurna del sol y su ausencia en la noche.

Figura 2-18. Ionograma típico con fenómeno SPREAD F.

Fuente: <http://www.qsl.net/wa5iyx/ionogram/sampidx.htm>

2.4.6.6. Burbujas de Plasma

Las burbujas de plasma (C. Y. Huang, Burke, Machuzak, Gentile, & Sultan, 2001) que aparecen en la ionosfera ecuatorial son regiones de gran extensión con densidad electrónica menor que la del medio que las rodea. Se generan en el sector nocturno de la región ecuatorial de la capa F a partir de irregularidades y ascensos de plasma, cuando estos evolucionan de forma no lineal según el mecanismo de inestabilidad de Rayleigh-Taylor (RTI). Para que se inicie esta inestabilidad, deben darse varias condiciones en la ionosfera en relación con el fenómeno del spread F ecuatorial, siendo su aparición más probable cuanto más densa sea la capa F y mayores sean los movimientos ascensionales. Por el contrario, los movimientos descendentes y los vientos meridionales estabilizan la región, evitando la formación de burbujas, también la actividad geomagnética influye en la aparición de estas estructuras, que se detectan con facilidad en las fases inicial y principal de tormentas (C. Y. Huang et al., 2001).

Durante la fase de recuperación, las EPBs disminuyen en el sector nocturno y se incrementan en el diurno.

Figura 2-19. Modelo de burbuja de plasma.

La Figura 2-19, representa un modelo de burbuja de plasma presentado por Tatsuhiro Yokoyama del National Institute of Information and Communications Technology, Japón, en ella se puede apreciar la secuencia de formación de la anomalía desde su etapa temprana hasta convertirse en una burbuja de plasma de gran complejidad.

2.4.6.7. Centelleos de la Región Ecuatorial

Los centelleos ionosféricos (Figura 2-20) son fluctuaciones rápidas y temporales en la amplitud y la fase de las señales trans- ionosfericas resultante de las irregularidades de densidad de electrones en la ionosfera, Responsable de la formación de las irregularidades de densidad de plasma que dan lugar a centelleos.

En un sentido práctico se puede plantear el centelleo como el resultado de la dispersión de las señales debido a los choques o pasos a través de discontinuidades en la densidad del plasma, que de acuerdo con la ley de Fresnel, generan múltiples focos de dispersión y la aparición de un incremento en la amplitud de las señales en el caso de generarse interferencia constructiva entre ellas y una disminución de la misma en el caso en que se dé una interferencia destructiva.

Figura 2-20. Centelleo.

2.5. Interacción ondas electromagnéticas - atmósfera

Todo estudio encaminado al entendimiento de cualquier sistema basado en la propagación de ondas electromagnéticas, se debe iniciar con la comprensión de los mecanismos de propagación de la radiación, entendiendo una onda como la propagación de un pulso de energía en este caso a través del espacio y la atmósfera, que al sufrir cambios en su medio de propagación presenta efectos particulares en su trayectoria y propiedades físicas, naturalmente cada efecto es posible dependiendo de la frecuencia y potencia de la señal transmitida.

La Figura 2-21 ilustra los diferentes mecanismos de propagación de las ondas que a su vez permite identificar los tipos de telecomunicaciones utilizados en la actualidad.

La señal se propaga entre el transmisor y el receptor por diversos caminos, se aprecia en la figura el camino marcado como 1, correspondiente a la ruta directa entre transmisor y receptor, sin ningún tipo de rebote, la ruta 2 corresponde a la recepción de la señal tras la reflexión sobre la superficie de la Tierra, conocido también como “multipath”, usada en comunicaciones UHF para transmisiones Tierra-aire y aire-aire, la ruta troposférica o “Troposcatter” marcada con el número 3, correspondiente a las microondas, comunicaciones sobre el horizonte(OTH) y radar.

Figura 2-21. Mecanismos de propagación de las ondas.

En el caso de las señales que utilizan la ionósfera como superficie de rebote se pueden diferenciar dos tipos; Ionospheric Hop, que utiliza rebotes en las capas E y F, como es el caso de transmisiones MF y HF y las señales ionospheric ducting, que utilizan reflexiones igualmente en la ionósfera, pero en su capa más baja (Capa D) que utilizan transmisiones en las bandas VLF y LF.

Es importante también identificar los mecanismos de propagación donde interviene la difracción de la señal, dentro de estos se pueden identificar también varios casos.

La difracción más común a considerar es la difracción del terreno, en este caso, la topografía y en general el relieve, ocasionan la difracción de la señal entre el transmisor y el receptor como ilustra la Figura 2-22.

Figura 2-22. Difracción del terreno.

Por otra parte, una gran separación entre la estación transmisora y receptora, da lugar a la difracción por curvatura terrestre, acorde con la representación de la Figura 2-23.

Figura 2-23. Difracción por curvatura de la Tierra.

Otro tipo de propagación es el que se da a baja altura y a través de “ductos” de superficie, en zonas con alta constante dieléctrica (Figura 2-24).

Figura 2-24. Ducto de superficie.

La posibilidad de aparición y por tanto de utilización de estos mecanismos para fines útiles de la ciencia y la ingeniería, dependen de la relación entre estos mecanismos de propagación y las bandas de frecuencia de cada señal. (Stallings, 2002)

2.6. Análisis de la propagación en la señal GNSS en la atmósfera

En su viaje desde el satélite a la estación receptora las señales GNSS pasan desde un medio prácticamente vacío a otro en el que existen partículas materiales, lo que da lugar a un cambio en la velocidad y, con ello, un cambio en la trayectoria de las ondas, que deja de ser una línea recta. Este fenómeno se produce esencialmente en la ionosfera y en la troposfera, aunque de forma algo diferente en cada una de ellas. En este apartado estudiaremos primero el efecto de la ionosfera en la propagación de las ondas y a continuación el efecto de la troposfera.

2.6.1. Refracción ionosférica

Las ondas electromagnéticas se desplazan en el vacío una velocidad constante c , denominada *velocidad de la luz*. Cuando las ondas atraviesan un medio material su velocidad cambia debido a su interacción con las partículas cargadas de ese medio. Se denomina índice de refracción al cociente entre la velocidad de las ondas en el vacío y la velocidad en el medio:

$$n = \frac{c}{v} \quad (2-9)$$

Cuando el medio actúa de forma diferente sobre cada una de las frecuencias que componen la onda incidente se dice que es un medio dispersivo. En estos medios dispersivos es necesario distinguir la velocidad de fase y de grupo (Wangness & Ras

Oliva, 1983), v_ϕ y v_g y los correspondientes índices de refracción $n_\phi = \frac{c}{v_\phi}$ y $n_g = \frac{c}{v_g}$. La

relación entre estas ondas y los correspondientes índices de refracción son

$$v_g = v_\phi + f \frac{\partial v_\phi}{\partial f} \text{ y } n_g = n_\phi + f \frac{\partial n_\phi}{\partial f}$$

Despreciando los efectos de las colisiones entre los electrones y la influencia de los iones de carga positiva, el índice de refracción de la fase viene dado, tanto para las ondas ordinarias (signo positivo) como extraordinaria (signo negativo), por la fórmula *Appelton - Hartee* (Davies, 1990):

$$n_\phi^2 = 1 - \frac{\left(\frac{f_p}{f}\right)^2}{1 - \frac{\left(\frac{f_g}{f}\right)^2 \sin^2 \theta}{2 \left(1 - \left(\frac{f_p}{f}\right)^2\right)} \pm \left[\frac{\left(\frac{f_g}{f}\right)^2 \sin^4 \theta}{4 \left(1 - \left(\frac{f_p}{f}\right)^2\right)^2} + \left(\frac{f_g}{f}\right)^2 \cos^2 \theta \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (2-10)$$

donde f es la frecuencia de la onda, f_p es la frecuencia de los electrones del plasma

(véase fórmula (4), $f_p = \sqrt{\frac{Ne^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m}}$), f_g la frecuencia de giro del electrón ($f_g = \frac{eB}{2\pi m}$),

θ es el ángulo entre las componentes transversal y total del campo magnético, cuyo módulo es B ; e ($1.60217656510 \times 10^{-19}$ A s) y m ($9.10938291 \times 10^{-31}$ kg) son la carga y masa del electrón respectivamente, N la densidad de electrones del plasma y ϵ_0 (

$8.854187817 \times 10^{-12} \text{ A}^2 \text{ s}^4 \text{ kg}^{-1} \text{ m}^{-2}$) la permitividad en el vacío. El signo (-) corresponde a las ondas polarizadas según el criterio de la mano derecha mientras que el signo (+) corresponde las polarizadas a izquierda. Puesto que las ondas utilizadas en el GNSS están polarizadas a derecha utilizaremos de aquí en adelante en la expresión anterior el signo menos exclusivamente. Para señales en las que, como las utilizadas por el GNSS, $f \gg f_p$ y por lo tanto ($f \gg f_g$), haciendo un desarrollo en serie de Taylor de la fórmula anterior y reteniendo los términos hasta f^{-4} , obtenemos (Bassiri, Sassan; Hajj, 1993) la siguiente ecuación para el índice de refracción de fase:

$$n_\phi = 1 - \frac{f_p^2}{2f^2} - \frac{f_p^2 f_g \cos \theta}{2f^3} - \frac{f_p^2}{4f^4} \left(\frac{f_p^2}{2} + f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) \quad (2-11)$$

Teniendo en cuenta la relación entre el índice de refracción de fase y grupo, este último vendrá dado por:

$$n_g = n + f \frac{\partial n}{\partial f} = 1 + \frac{f_p^2}{2f^2} + \frac{f_p^2 f_g \cos \theta}{f^3} + \frac{3f_p^2}{4f^4} \left(\frac{f_p^2}{2} + f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) \quad (2-12)$$

Las dos últimas expresiones nos muestran que el índice de refracción de fase es menor que 1 y el de grupo mayor que 1, lo que implica que al pasar del vacío a un medio la fase se adelanta mientras que el grupo se atrasa.

Según el principio de Fermat la distancia recorrida por una onda en su trayectoria es:

$$\ell = \int_c n d\ell \quad (2-13)$$

donde la integral se extiende a lo largo del camino C seguido por la onda. Si ρ es la distancia geométrica entre los puntos extremos (R, S) del recorrido de la onda, podremos escribir la expresión anterior de la siguiente forma:

$$\ell = \int_C n d\ell = \rho + \int_S^R (n-1) d\rho + \left(\int_C n d\ell - \int_S^R n d\rho \right) = \rho + \iota + \kappa \quad (2-14)$$

Como se ve, la refracción produce dos efectos que alteran el valor de la distancia geométrica ρ . El primero, $\iota = \int_S^R (n-1) d\rho$, se debe a la variación en la velocidad de propagación de la onda al entrar en un medio de índice de refracción n distinto de uno y el segundo $\kappa = \left(\int_C n d\ell - \int_S^R n d\rho \right)$ se debe a la curvatura que la refracción produce en su trayectoria. La suma de estos dos factores se denominó *retardo ionosférico I*:

$$I = \int_S^R (n-1) d\rho + \left(\int_C n d\ell - \int_S^R n d\rho \right) = \iota + \kappa \quad (2-15)$$

Introduciendo la fórmula (2-11) del índice refracción en la anterior se obtiene par el retardo para la fase y para el grupo respectivamente:

$$I_\phi = \int_S^R (n_\phi - 1) d\rho + \kappa_\phi = -\frac{1}{2f^2} \int_S^R f_p^2 d\rho - \frac{1}{2f^3} \int_S^R f_p^2 f_g \cos \theta d\rho - \frac{1}{4f^4} \int_S^R \left(\frac{f_p^4}{2} + f_p^2 f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) d\rho + \kappa_\phi = -\frac{p}{f^2} - \frac{q}{f^3} - \frac{u}{f^4} + \kappa_\phi \quad (2-16)$$

$$I_g = \int_S^R (n_g - 1) d\rho + \kappa_g = \frac{1}{2f^2} \int_S^R f_p^2 d\rho + \frac{1}{f^3} \int_S^R f_p^2 f_g \cos \theta d\rho + \frac{3}{4f^4} \int_S^R \left(\frac{f_p^4}{2} + f_p^2 f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) d\rho + \kappa_g = \frac{p}{f^2} + \frac{2q}{f^3} + \frac{3u}{f^4} + \kappa_g \quad (2-17)$$

cuyos términos se denominan retrasos de primer, segundo y tercer orden más el retardo debido a la curvatura respectivamente. Sustituyendo los valores de e , m y ϵ_0 obtenemos:

$$\rho = \frac{1}{2} \int_s^R f_p^2 d\rho = 40.3 \int_s^R N d\rho \quad (2-18)$$

$$q = \frac{1}{2} \int_s^R f_p^2 f_g \cos \theta d\rho = 1.12 \times 10^{12} \int_s^R N B \cos \theta d\rho \quad (2-19)$$

$$u = \frac{1}{4f^4} \int \left(\frac{f_p^4}{2} + f_p^2 f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) d\rho = 812.30 \int N^2 d\rho + 1.5792 \times 10^{22} \int N B^2 (1 + \cos^2 \theta) d\rho \quad (2-20)$$

El retardo ionosférico de primer orden es:

$$l_g^1 = \frac{1}{2f^2} \int_s^R f_p^2 d\rho = \frac{1}{2f^2} \int_s^R \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m} N d\rho = \frac{1}{2f^2} \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m} \int_s^R N d\rho = \frac{40.3}{f^2} TEC = -l_\phi^1 \quad (2-21)$$

Por lo tanto, el *TEC* (*Total Electron Content*) definido por la integral $TEC = \int N d\rho$ es la cantidad de electrones que hay en la línea (recta) que une el satélite y el receptor. Es por lo tanto ligeramente distinto al contenido total de electrones que encuentra la señal en su camino real curvado por el efecto de la refracción. El *TEC* se mide en *TECU* (*TEC Units*) equivalente a 10^{16} electrones m^{-2} . El *TEC* así definido se denomina en muchas ocasiones *sTEC* (*slant TEC*) para distinguirlo del *vTEC* (*vertical TEC*). En el modelo de ionosfera de capa simple, (que veremos detenidamente más adelante) se considera que los electrones se encuentran agrupados en una capa esférica concéntrica con la Tierra a una altura H de su superficie (véase Figura 2-25). El *vTEC* es el *TEC* correspondiente a la vertical y se obtiene a partir del ángulo cenital z' del *IP* (*Ionospheric Piercing Point*) que es el punto de intersección de la línea que une el satélite y la estación con la capa ionosférica. La relación entre el *vTEC* y el *sTEC* es:

Figura 2-25. Modelo de capa simple.

$$sTEC = \frac{1}{\cos z'} vTEC \quad (2-22)$$

El término $\frac{1}{\cos z'}$ se denomina *factor de oblicuidad*. El $vTEC$ definido de esta forma nos da realmente el TEC en la dirección radial (vertical) en el punto sub ionosferico, SIP (*Sub Ionospheric*

Pierce Point). No obstante, suele tomarse como una medida *del TEC* en la vertical de la estación S , aun cuando la distancia entre la estación S y el SIP pueda llegar a alcanzar algunos cientos de kilómetros. Solo en los casos de una distribución lateral homogénea del TEC o cuando el IP se encuentre suficientemente próximo a la vertical de la estación esta relación está exenta de error.

Los valores del TEC varían en el espacio y con el tiempo pudiendo alcanzar algunos cientos de $TECUs$. A modo de ejemplo en la Figura 2-26 se muestra la variación espacial del $vTEC$ para el 2 de Febrero de 2007 a las 15 hora local de Colombia y en la Figura 2-27 se muestra la variación temporal a lo largo de un día para un punto correspondiente a Cali de coordenadas $3^{\circ} 26' 13'' N$ y $76^{\circ} 31' 20'' O$.

Figura 2-26 Mapa GIM de $vTEC$ en $TECUs$ correspondiente a las 15 horas de Colombia el día 2-7 2017.

Figura 2-27. Contenido de TEC a partir de GIM para un punto en la ciudad de Cali, Colombia. Latitud 3° 26'13" N y Longitud 76° 31'20" O para el día 07-02-2017. Se observan los saltos originados por el cambio de coeficientes cada 2 horas.

El retardo ionosférico debido al primer orden puede llegar a alcanzar varias decenas de metros para las frecuencias utilizadas en el GNSS. El de segundo orden es solo un 0.1% del valor correspondiente al primero y el del tercer orden un 10% del valor del segundo. Como ejemplo de la magnitud del retardo ionosférico, en la tabla siguiente damos los correspondientes a las frecuencias L1 y L2 del GPS.

Tabla 2-3. Retardo ionosférico máximo correspondiente al 1°, 2°, 3° y 4° orden para las frecuencias L1 y L2 del GPS.

Frecuencia (Hz)	$I_g^1(mm)$	$I_g^2(mm)$	$I_g^3(mm)$	$I_g^4(mm)$
GPS (L2) 1228	8.0×10^4	18.0	1.1	5×10^{-4}
GPS (L1) 1575	4.8×10^4	8.5	0.39	1.4×10^{-4}

(Fuente IERS TN n° 10)

2.6.2. Refracción troposférica

El retardo troposférico se produce por los cambios de velocidad que sufre las ondas electromagnéticas debidos a la atmósfera a alturas próximas al suelo. Es un fenómeno no dispersivo para las ondas inferiores a 15 GHz, por lo que afecta por igual a todas

las longitudes de onda de interés en GNSS. Se distingue entre el efecto refractivo de la atmosfera seca, denominado componente hidrostática o seca, y componente húmeda. La componente hidrostática está producida fundamentalmente por los gases, especialmente N_2 y O_2 . La refractividad del vapor de agua es la responsable de la componente húmeda. La componente hidrostática supone el 90% del retraso total a nivel global, pero puede variar de un 80% a un 100% en lugares concretos en algunas épocas del año. El retardo troposférico viene dado por una expresión del tipo:

$$I_{trop} = m_h(e)I_{h0} + m_w(e)I_{w0} + m_g(e)[G_N \cos(A) + G_E \sin(A)] \quad (2-23)$$

donde I_{h0} e I_{w0} son los retardos ionosféricos cenitales ($z = 0$), hidrostático y húmedo respectivamente. Las funciones $m_h(e)$, $m_w(e)$ y $m_g(e)$ son las funciones de mapeo que transforman el retardo cenital en retardo correspondiente a una elevación e para la componente hidrostática, la componente húmeda y para los gradientes de retardo horizontales en la dirección norte G_N y dirección este G_E y acimut A . El retardo cenital hidrostático suele calcularse a partir de alguna variación de la fórmula de Saastamoinen como la dada por (J. L. Davis, Herring, Shapiro, Rogers, & Elgered, 1985):

$$I_{h0} = \frac{0.0022768P_0}{1 - 0.00266 \cos(2\varphi) - 0.00000028H} \quad (2-24)$$

Donde P_0 es la presión atmosférica en hPa (*hecto Pascles*), φ la latitud geodésica y H la altura ortométrica. La fórmula general para las funciones de mapeo seco y húmedo es (Herring, 1992):

$$m_{h,w} = \frac{1 + \frac{a}{1 + \frac{b}{1 + c}}}{\frac{\sin(e) + \frac{a}{\sin(e) + \frac{b}{\sin(e) + c}}}{\sin(e) + \frac{b}{\sin(e) + c}}} \quad (2-25)$$

Los valores de a , b , c , se vienen dados por ejemplo mediante el modelo VMF 1 (*Viena Mapping Function 1*)(Boehm, Niell, Tregoning, & Schuh, 2006), en el que a está calculado mediante un modelo de trazado de rayos y los coeficientes b y c mediante fórmulas empíricas. Para m_g (Chen & Herring, 1997) proponen $m_g(e) = 1 / (\sin(e)\tan(e) + 0.0031)$. Si no se dispone de datos meteorológicos se puede recurrir a un NWM (*Numerical Weather model*)

2.6.3. Influencias de la ionosfera en los observables GNSS

Los observables GNSS pueden ser de dos tipos distintos. Uno es la distancia que se obtiene a partir del tiempo de viaje de la señal desde el satélite al receptor mediante la comparación entre los códigos portados por las señales recibidas y los generados en el receptor. Y el otro es la diferencia de fase en el instante inicial entre la señal recibida y la generada en el receptor y el número entero de longitudes de onda con que a partir de ese instante inicial aumenta la distancia del satélite al receptor.

Dado que los tiempos están sesgados por los errores del reloj del satélite y del receptor, existen sesgos instrumentales y efectos atmosféricos, la medida que se determina a partir del código se denomina pseudodistancia y su expresión con la más alta precisión viene dada por la expresión siguiente (Hernández-Pajares et al., 2014):

$$P_i = \rho + c(\delta t_r - \delta t^s) + \delta t_{rel} + I_{p_i} + T + b_{p_i,r} - b_{p_i}^s + m_{p_i} + \varepsilon_{p_i} \quad (2-26)$$

i se refiere a la frecuencia de la portadora de la señal, r al receptor y s al satélite, ρ es la distancia geométrica que une satélite y receptor, δt_r y δt^s son los errores de los relojes del receptor y del satélite, δt_{rel} es el efecto relativista sobre las medidas de tiempo, I_{p_i} es el efecto de la refracción ionosférica en las medidas de código, que depende de la frecuencia i , T es el retardo troposférico, $b_{p_i,r}$ y $b_{p_i}^s$ son los sesgos de los hardware del satélite y receptor, m_{p_i} los efectos de multitrayectoria y ε_{p_i} el resto de errores no modelados. Para las medidas de fase en metros se tiene:

$$L_i = \rho + c(\delta t_r - \delta t^s) + \delta t_{rel} + I_{\phi_i} + T + \lambda_i \Psi + N\lambda_i + b_{\phi_i,r} - b_{\phi_i}^s + m_{\phi_i} + \varepsilon_{\phi_i} \quad (2-27)$$

Donde además de los términos ya descritos anteriormente aparece el término debido a la ambigüedad entera $N\lambda_i$ y el efecto *wind up* $\lambda_i \Psi$ (término de rotación de la fase Ψ).

Descomponiendo el retardo ionosférico I_{p_i} , I_{ϕ_i} en sus términos I_1, I_2, I_3 , de grado 1, 2 y 3, y los efectos de curvatura, de tal forma que:

$$\begin{aligned} I_{p_i} &= I_{p_i,1} + I_{p_i,2} + I_{p_i,3} + \kappa_{p_i} \\ I_{\phi_i} &= I_{\phi_i,1} + I_{\phi_i,2} + I_{\phi_i,3} + \kappa_{\phi_i} \end{aligned} \quad (2-28)$$

Analizando cada uno de estos términos. Según (2.16) y (2.18) el primer término es:

$$I_{\phi_i,1} = -\frac{\rho}{f_i^2} = -\frac{1}{f_i^2} \frac{1}{2} \int_S^R f_p^2 d\rho = -\frac{40.3}{f_i^2} \int_S^R N d\rho = -\frac{40.3}{f_i^2} sTEC \quad (2-29)$$

Para determinar el segundo término es frecuente aceptar un valor contante para $B \cos \theta$, generalmente igual a su valor en el IP, de tal forma que (Brunner FK, 1991):

$$\begin{aligned}
I_{\phi,2} &= -\frac{q}{f_i^3} = -\frac{1}{f_i^3} \left(\frac{1}{2} \int_S^R f_p^2 f_g \cos \theta d\rho \right) = \frac{1.1284 \times 10^{12}}{f_i^3} \int_S^R NB \cos \theta d\rho \\
&\simeq -\frac{1.12 \times 10^{12}}{f_i^3} (B_{IP}^2 \cos \theta_{ip}) \int_S^R N d\rho = -\frac{1.1284 \times 10^{12}}{f_i^3} (B_{IP} \cos \theta_{ip}) sTEC
\end{aligned} \tag{2-30}$$

La influencia de este término según Hernández Pajares (Hernández-Pajares et al., 2014) $< 11 \text{ mm}$. El tercer término $I_{\phi,3}$, lo descompondremos en dos partes:

$$\begin{aligned}
I_{\phi,3} &= -\frac{u}{f_i^4} = \frac{1}{4f_i^4} \int \left(\frac{f_p^4}{2} + f_p^2 f_g^2 (1 + \cos^2 \theta) \right) d\rho = \\
&= -\frac{812.30}{f_i^4} \int N^2 d\rho - \frac{1.5792 \times 10^{22}}{f_i^4} \int NB^2 (1 + \cos^2 \theta) d\rho = I_{\phi,3M} + I_{\phi,3s}
\end{aligned} \tag{2-31}$$

$I_{\phi,3M}$ se escribe en términos del $sTEC$ como sigue:

$$I_{\phi,3M} = -\frac{812.30}{f_i^4} \int_S^T N^2 d\rho = -\frac{812.30}{f_i^4} \Omega N_{max} \int_S^T N^2 d\rho = -\frac{812.30}{f_i^4} \Omega N_{max} sTEC \tag{2-32}$$

donde N_{mx} es el valor máximo de la densidad de electrones a lo largo del trayecto y Ω denominado *factor de forma* es:

$$\Omega = \frac{\int_S^R N^2 d\rho}{N_{max} \int_S^R N d\rho} \tag{2-33}$$

El valor que suele tomarse para $\Omega = 0.66$, que se obtiene al asumir el modelo de densidad de Chapman $N = N_{mas} \exp \frac{1}{2} (1 - z - \exp(-z))$ que se estudiará con detalle en un apartado posterior .

$$I_{\phi,3s} = -\frac{1.5792 \times 10^{22}}{f_i^4} \int NB^2 (1 + \cos^2 \theta) d\rho \simeq -\frac{1.5792 \times 10^{22}}{f_i^4} (B_{ip} (1 + \cos^2 \theta_{ip})) sTEC \quad (2-34)$$

Siguiendo a Hoque y Jakowski (Hoque & Jakowski, 2008), dividiremos término κ en dos partes: κ^1 causado por la diferencia de longitud entre el camino óptico y la distancia geométrica y otro κ^2 debido al retardo ocasionado por diferencia de electrones entre ambos caminos. Existen varias formas de expresar la diferencia entre el camino óptico y el camino geométrico con resultados muy análogos. Por su simplicidad a la hora de aplicarla, daremos la Jakowski (Jakowski, N. und Porsch, F. und Mayer, 1994):

$$\kappa_{\phi}^1 = \frac{2.459 \times 10^8}{f_i^4} \left[\left(1 - 0.8592 \cos^2 E \right)^{-\frac{1}{2}} - 1 \right] sTEC^2 \quad (2-35)$$

siendo E la elevación del satélite (complementario del ángulo cenital). Su influencia no es mayor de 3 mm.

Por último consideraremos el retardo debido a residuo $dsTEC$ del contenido de electrones como consecuencia de la diferencia del camino recorrido (Hernández-Pajares et al., 2014):

$$\kappa_{\phi}^2 = -\frac{0.1108 e^{-2.13E}}{40.309^2 f_i^4 H_{F2} (h_{mF2})^{0.3}} sTEC^2 \quad (2-36)$$

con E , el ángulo de elevación en radianes, la altura de escala H_{F2} y el pico de ionización h_{mF2} en km y f en GHz. Su contribución es < 7 mm

2.6.3.1. Determinación del TEC a partir de los observables GNSS

Las combinaciones lineales entre las medidas realizadas en código y fase en diferentes frecuencias dan lugar a múltiples combinaciones que permiten reducir o eliminar errores y lo que es más importante en nuestro contexto permite determinar la densidad de electrones de la ionosfera. Así, las diferencias de código y fase en las señales de frecuencia f_1 y f_2 , denominadas combinaciones libre de geometría (CLG), vienen dadas por la expresión:

$$\begin{aligned} DP &= P_2 - P_1 = I_{p_2} - I_{p_1} + \Delta b_{p,r} - \Delta b_p^s + \Delta m_p + \Delta \varepsilon_p \\ DL &= L_2 - L_1 = (I_{\phi_1} - I_{\phi_2}) + N_2 \lambda_2 - N_1 \lambda_1 + \Delta b_{\phi,r} + \Delta b_\phi^s + \Delta m_\phi + \Delta \varepsilon_\phi \end{aligned} \quad (2-37)$$

Donde el símbolo Δ indica diferencia entre las dos frecuencias y los índices p y ϕ se refieren al código y a la fase respectivamente. En estas diferencias han desaparecido los términos que no dependen de la frecuencia, como T o los errores de los relojes. A los términos Δb^p , $c\Delta b^p$ se denominan *Differential Code biases* (DCB). Debido a que la combinación DL es mucho menos ruidosa que la DP , solo suele retenerse en esta el término debido a la ambigüedad entera:

$$DL = L_2 - L_1 = (I_{\phi_2} - I_{\phi_1}) + N_2 \lambda_2 - N_1 \lambda_1 \quad (2-38)$$

En el caso de que consideremos solo la aproximación de primer orden en el retraso

ionosférico (véase fórmula ((2-21))), $I_p = -I_\phi = I = \frac{p}{f^2} = \frac{40.3 \int_R N d\rho}{f^2} = \frac{40.3}{f^2} sTEC$ y :

$$\begin{aligned} DP &= P_2 - P_1 = I_2 - I_1 + \Delta b_{p,r}^s + \Delta b_p^p + \Delta m_p + \Delta \varepsilon_p \\ DL &= L_2 - L_1 = -(I_2 - I_1) + N_2 \lambda_2 - N_1 \lambda_1 \end{aligned} \quad (2-39)$$

A fin de aprovechar ventaja de ambas medidas se realizan alguna técnica de filtrado, tal como la denominada *levelling* (Ciraolo, 2007):

$$\overline{DP} = \langle DP - DL \rangle_{arco} - DL = (I_{P_2} - I_{P_1}) + \Delta b_r + \Delta b^s + \langle \Delta m_i^p \rangle + \langle \Delta \varepsilon^p \rangle \quad (2-40)$$

Ya que en aproximación de primer orden:

$$I_2 - I_1 = \frac{p}{f_2^2} - \frac{p}{f_1^2} = p \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC = 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC \quad (2-41)$$

se obtiene que:

$$\overline{DP} = 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC + \Delta b_r + \Delta b^s \quad (2-42)$$

o bien:

$$sTEC = \frac{(f_1^2 f_2^2)}{40.3(f_1^2 - f_2^2)} [\overline{DP} + \Delta b_r + \Delta b^s] \quad (2-43)$$

Figura 2-28 Medida de sTEC en código (rojo) y fase (azul). Abajo slants nivelados (adaptada de Alaza 2016, por M. Rodriguez)

El $sTEC$ obtenido mediante la retención exclusiva del primer orden del retardo ionosférico da cuenta del 99.9% del valor total del contenido del $sTEC$, teniendo en cuenta (véase expresión (2-22) y Figura 2-25)) $sTEC = \frac{1}{\cos(z')} vTEC = F(z') vTEC$ donde z' es el ángulo cenital del satélite en el IP . Si z es el ángulo cenital de la estación, aplicando la tercera fórmula de Bessel al triángulo formado por el centro de la Tierra, la estación y el punto IP , se tiene.

$$\text{sen} z' = \frac{R}{R+H} \text{sen} z, \quad F(z') = \left(1 - \left(\frac{R}{R+H} \right)^2 \sin^2 z \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2-44)$$

Este procedimiento u otros análogos con el mismo grado de aproximación son los que se utilizan de forma rutinaria para el cálculo del TEC para la gran mayoría de los propósitos, pues como ya hemos dicho da cuenta de 99.9% del contenido total. No obstante daremos a continuación una introducción a los procedimiento más precisos que se manejan en la actualidad.

Como se observa en la expresión (2-28) la diferencia de fase es precisa y su variación es suave pero existe una ambigüedad constante N . En aproximación de primer grado:

$$DL = L_2 - L_1 = (I_{\phi_2} - I_{\phi_1}) + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 = 40.3 \left(\frac{1}{f_2^2} - \frac{1}{f_1^2} \right) sTEC + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 + \Delta \varepsilon_{\phi} \quad (2-45)$$

Entonces:

$$sTEC^{i+1} - sTEC^i = (L_1^{i+1} - L_1^i - L_2^{i+1} + L_2^i) \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3(f_1^2 - f_2^2)} \quad (2-46)$$

Donde los superíndices indican medidas sucesivas. Conociendo las diferencias de $sTEC$ la velocidad de cambio puede obtenerse mediante la siguiente expresión:

$$\frac{d(sTEC)}{dt} = \frac{sTEC^{i+1} - sTEC^i}{t^{i+1} - t^i} \quad (2-47)$$

Teniendo en cuenta las diferencias de los términos hasta tercer grado (el cuarto grado no tiene influencia significativa) llegamos a que (Hoque & Jakowski, 2010):

$$\begin{aligned} L_1 - L_2 &= (I_{\phi_1} - I_{\phi_2}) + \kappa_{\phi_1}^1 - \kappa_{\phi_2}^1 + \kappa_{\phi_1}^2 - \kappa_{\phi_2}^2 = p \left(\frac{1}{f_2^2} - \frac{1}{f_1^2} \right) + q \left(\frac{1}{f_2^3} - \frac{1}{f_1^3} \right) + \kappa_{\phi_1}^1 - \kappa_{\phi_2}^1 + \kappa_{\phi_1}^2 - \kappa_{\phi_2}^2 = \\ &= 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC + q \left(\frac{1}{f_2^3} - \frac{1}{f_1^3} \right) + \kappa_{\phi_1}^1 - \kappa_{\phi_2}^1 + \kappa_{\phi_1}^2 - \kappa_{\phi_2}^2 \end{aligned} \quad (2-48)$$

Despejando el $sTEC$:

$$\begin{aligned} sTEC &= \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3(f_1^2 - f_2^2)} (L_1 - L_2) - \frac{q(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} \\ &\quad - \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} (\kappa_{\phi_1}^1 - \kappa_{\phi_2}^1) - \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} (\kappa_{\phi_1}^2 - \kappa_{\phi_2}^2) \end{aligned} \quad (2-49)$$

Teniendo en cuenta el valor de q , dado por la fórmula (2-19)

$$\begin{aligned} \frac{q(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} &= (1.1284 \times 10^{12} (B_{ip} \cos \theta_{ip}) sTEC) \frac{(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 sTEC f_1 f_2 (f_1 + f_2)} \\ &= \frac{(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 f_1 f_2 (f_1 + f_2)} (1.1284 \times 10^{12} (B_{ip} \cos \theta_{ip})) = \frac{(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 f_1 f_2 (f_1 + f_2)} \Delta sTEC_{2grado} \end{aligned} \quad (2-50)$$

El siguiente término, debido a la diferencia de longitud:

$$\frac{f_1^2 f_2^2}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} (\kappa_{\phi_1}^1 - \kappa_{\phi_2}^1) = \frac{(f_1^2 + f_1^2)}{40.3 f_1^2 f_2^2} \left(2.459 \times 10^8 \left[\left(1 - 0.8592 \cos^2 E \right)^{-\frac{1}{2}} - 1 \right] sTEC \right) = \frac{(f_1^2 + f_1^2)}{40.3 f_1^2 f_2^2} \Delta sTEC_{len} \quad (2-51)$$

Se ha llamado:

$$\Delta sTEC_{len} = \left(2.459 \times 10^8 \left[\left(1 - 0.8592 \cos^2 E \right)^{-\frac{1}{2}} - 1 \right] sTEC \right) \quad (2-52)$$

Por último:

$$\frac{f_1^2 f_2^2}{40.3 sTEC (f_1^2 - f_2^2)} (\kappa_{\phi_1}^2 - \kappa_{\phi_2}^2) = \frac{f_1^2 \Delta sTEC_{bend2} - f_2^2 \Delta sTEC_{bend1}}{(f_1^2 - f_2^2)} \quad (2-53)$$

Donde:

$$\Delta sTEC_{bendi} = \frac{0.1108 e^{-2.13E}}{H_{F2} (h_{mF2})^{0.3}} sTEC \quad (2-54)$$

Así pues:

$$sTEC = \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3 (f_1^2 - f_2^2)} (L_1 - L_2) - \frac{(f_1^2 + f_1 f_2 + f_1^2)}{40.3 f_1 f_2 (f_1 + f_2)} \Delta sTEC_{2grado} - \frac{(f_1^2 + f_1^2)}{40.3 f_1^2 f_2^2} \Delta sTEC_{len} + \frac{f_1^2 \Delta sTEC_{bend2} - f_2^2 \Delta sTEC_{bend1}}{(f_1^2 - f_2^2)} \quad (2-55)$$

2.6.3 Combinaciones libres de ionosfera

Aunque no es tema central en este trabajo añadiremos que la diferencia libre de ionosfera, lo será solo en la medida en que retengamos los términos de primer orden. Solo se eliminan los términos de primer orden. Si consideramos los términos hasta el tercer orden del desarrollo, esa combinación denominada libre de ionosfera, queda:

$$\frac{f_1^2}{(f_1^2 - f_2^2)} L_1 - \frac{f_2^2}{(f_1^2 - f_2^2)} L_2 = \rho + \frac{q}{f_1 f_2 (f_1 + f_2)} + \frac{u}{f_1^2 f_2^2} + \frac{f_1 \kappa_{\phi_1}^1 - f_2 \kappa_{\phi_2}^1}{f_1^2 - f_2^2} + \frac{f_1 \kappa_{\phi_1}^2 - f_2 \kappa_{\phi_2}^2}{f_1^2 - f_2^2} \quad (2-56)$$

Que corresponde a las correcciones de segundo, tercer orden, y los correspondientes a la curvatura de la trayectoria ya explicados.

Si se dispone de receptores de tres frecuencias, es posible eliminar el segundo orden del retardo ionosférico, como sigue (Mainul & Jakowski, 2012):

$$\begin{aligned} \frac{1}{C} \left[A(P_1 f_1^2 - P_2 f_2^2) - B(P_1 f_1^2 - P_3 f_3^2) \right] &= \rho + (\Delta s_{TEC})_{tr} + (\Delta s_3)_{tr} + (\Delta s_{len})_{tr} \\ \frac{1}{C} \left[A(L_1 f_1^2 - L_2 f_2^2) - B(L_1 f_1^2 - L_3 f_3^2) \right] &= \rho - (\Delta s_{TEC})_{tr} - (\Delta s_3)_{tr} - (\Delta s_{len})_{tr} \end{aligned} \quad (2-57)$$

Donde tr hace alusión a la triple frecuencia y:

$$(\Delta s_{TEC})_{tr} = \frac{40.3}{C} \left[B(\Delta s_{TEC_{bend3}} - \Delta s_{TEC_{bend1}}) - A(\Delta s_{TEC_{bend2}} - \Delta s_{TEC_{bend1}}) \right] \quad (2-58)$$

$$(\Delta s_3)_{tr} = \frac{u}{C} \frac{(f_2 - f_3)}{f_1 f_3} \quad (2-59)$$

$$(\Delta s_{len})_{tr} = \frac{1}{C} \left[B(f_3^2 \kappa_3^1 - f_1^2 \kappa_1^1) - A(f_2^2 \kappa_2^1 - f_1^2 \kappa_1^1) \right] \quad (2-60)$$

Y

$$\begin{aligned}
A &= \frac{f_1 f_2}{f_1 - f_2} \\
B &= \frac{f_1 f_2}{f_1 - f_3} \\
C &= f_1 (f_2 - f_3) (f_1 + f_2 + f_3)
\end{aligned}
\tag{2-61}$$

2.7. Modelos, técnicas y metodologías de estudio de la ionosfera terrestre

En este capítulo, se presentarán las diferentes metodologías para el estudio de la ionósfera, con fin de identificar los elementos considerados en cada herramienta, para su posterior análisis en un contexto de aplicación dentro de la zona de anomalía ecuatorial.

2.7.1. Técnicas de medición directa

Las técnicas de medición directa del contenido de electrones en la ionosfera son en general técnicas de radar o radio sondeos, permiten obtener con muy buena precisión los valores de frecuencias críticas, alturas y TEC para un punto o zona en particular.

2.7.2. Sondeos verticales y oblicuos

Un sondeo ionosférico, consiste en la elaboración de un perfil de penetración de una radio señal a lo largo de las capas ionosféricas, que posteriormente se convierte en un perfil de densidad electrónica vertical. Esto se consigue con un instrumento denominado ionosonda. Una ionosonda es un radar de HF (High Frequency), se basa en el envío de pulsos electromagnéticos entre 3-30 MHz. Una ionosonda principalmente contiene un transmisor el cual envía ondas de radio generalmente en un barrido de frecuencia hacia la ionosfera las cuales son reflejadas en alguna capa ionosférica y recibidas posteriormente por un receptor el cual procesa el eco, esto con

la intención de medir algunas características propias de la ionosfera y de esta forma evaluar las posiciones de las diferentes capas (Arokiasamy, J.B.; Bianchi, C.; Sciacca, U.; Tutone, G.; Zuccheretti, 2003). Estos tipos de radares junto con los satélites son los principales dispositivos que proporcionan permiten capturar información de la ionosfera. Las ionosondas hacen un barrido en frecuencia con el fin de obtener la respuesta en frecuencia de la ionosfera. Dichos sondeos se realizan periódicamente de tal forma que es posible conocer además de la respuesta frecuencial su variación en el tiempo. La relación frecuencia de sondeo versus altura virtual de reflexión se conoce como ionograma y dan una idea aproximada de la densidad electrónica de la ionosfera.

Figura 2-29. Ionosonda Oblicua (izquierda) e ionosonda vertical (Derecha).

Existen dos tipos de ionosondas (Figura 2-29) las verticales y las oblicuas, las primeras corresponden a un tipo de radar mono-estático y la segunda a un tipo de radar bi-estático.

Durante la medición, se transmiten pulsos electromagnéticos a diferentes frecuencias desde un punto determinado sobre la Tierra hacia la ionosfera y se recibe el eco proveniente de ella en el mismo punto en el caso del sondeo vertical u otro punto sobre la Tierra, cuando se trata de una ionosonda oblicua, la señal enviada a la ionosfera se propaga hasta una altura donde la frecuencia de la onda es igual a la frecuencia del plasma ionosférico, ocasionando, en este punto una máxima intensidad de reflexión. Por medio del procesamiento del eco medido entre las señales de emisión

y recepción se puede inferir la altura a la cual sucede la reflexión, pero esta no es la altura real sino la que ocurriría si la señal enviada tuviera una velocidad igual a la de la luz en el vacío por lo que se le conoce como altura virtual (h_v), la cual constituye un parámetro fundamental en la construcción de un perfil ionosférico o ionograma.

Un sondeo completo se tiene cuando un radar de sondeo ionosférico hace un barrido frecuencial en las frecuencias preestablecidas y se determina la altura a la cual se refleja cada onda para todo el rango. Esto permite generar un gráfico bidimensional con las alturas y frecuencias, denominado ionograma el cual tiene la información de la variación de las aturas virtuales calculadas con respecto a la frecuencia de sondeo en el instante dado.

Como resultado de un sondeo ionosférico, se obtiene un ionograma (Figura 2-30. Ejemplo **de ionograma**. este es una representación gráfica de las diferentes capas existentes en la ionosfera vs la frecuencia, el eje independiente representa la frecuencia en una escala logarítmica y el eje dependiente representa la altura virtual (h_v) en kilómetros. Por lo general los ionogramas tienen un rango de frecuencia entre [1.4-16] MHz .

Ionograma con rango de [1.4-16] MHz Dónde:
foF2: Frecuencia crítica de la capa F2
foF1: Frecuencia crítica de la capa F1
foE: Frecuencia crítica de la capa E
foEs:
fmin: Frecuencia mínima.
h'E: Altura virtual de la capa E.
h'F: Altura virtual de la capa F
h'F2: Altura virtual de la capa F2.

Figura 2-30. Ejemplo de ionograma.

2.7.3. Otras técnicas de medidas del TEC

Además de las técnicas GNSS y las basadas en ionosondas, descritas en los párrafos precedentes, existen otras formas de determinar los parámetros de la ionosfera, y específicamente el TEC. Entre ellas cabe citar al sistema DORIS (Doppler Orbitography and Radio positioning Integrated by Satellite). Es un sistema desarrollado por el IGN (Institut Géographique National) francés, destinado al posicionamiento preciso de otros satélites, especialmente los satélites altimétricos. Puesto que el sistema DORIS está dotado de dos frecuencias para la determinación de distancias, tiene la capacidad de determinar también el TEC.

Otra herramienta capaz de determinar el contenido de electrones de la ionosfera es el VLBI (Very Long Baseline Interferometry). Esta técnica geodésica está destinada a la determinación de los parámetros de orientación de la Tierra mediante la observación diferencial de las señales de objetos cuasistelares denominados quasars que emiten desde las más alejadas regiones del espacio. Para una discusión detenida de la aplicación de esta técnica para la medida del TEC, puede consultarse a (Hobiger, Kondo, & Schuh, 2006).

Otra valiosa fuente de información del TEC es la técnica de Radio Ocultación (RO) mediante satélites que operan a bajas alturas (entre los 400 y los 3500 km) denominados LEO (Low Earth Satellites). Las técnicas de RO están basadas en detectar los cambios en las señales cuando pasan a través de la atmósfera y la ionosfera. Como es bien sabido la curvatura de las ondas a su paso por la atmósfera depende de la refractividad normal a la propagación. Mediante medidas de RO realizadas a partir de satélites LEO se puede determinar perfiles de refractividad. Entre las misiones que actualmente proporcionan datos de este tipo cabe citar a la Ferosat-3/COSMIC. Otra forma de obtener independientes valores del TEC es mediante las medidas en dos frecuencias realizadas por los satélites altimétricos, que describiremos con más detalle en el siguiente apartado.

2.7.3.1. Cálculo del TEC a partir de los satélites altimétricos TOPEX-POSEIDON y JASON

La misión TOPEX / Poseidon, (10 de agosto 1992) (Fu et al., 1994), es una misión conjunta de la (NASA) y la agencia espacial francesa, Centro Nacional de Estudios Espaciales (CNES). En 1979, el Jet Propulsion Laboratory (JPL) de La NASA comenzó a planear una misión llamada el Experimento Topografía oceánica (TOPEX) que utilizaría un satélite equipado con un altímetro para medir la superficie del océano global. Mientras tanto, el CNES diseñó una misión oceanográfica denominada Poseidón, llamada así por el dios griego del mar. Con el fin de lograr metas científicas comunes, las dos agencias espaciales decidieron unirse y diseñar una única misión llamada TOPEX / Poseidon que utilizaría un altímetro de satélite para ayudar a comprender cómo el océano interactúa con el planeta (Fu et al., 1994). La misión finalizó en enero de 2006.

Uno de los objetivos de la misión TOPEX / Poseidón era de mejorar la precisión de la medición utilizando una tecnología de última generación, un altímetro de radar de precisión de doble frecuencia y tres sistemas independientes de determinación de la órbita. El satélite gira alrededor de la Tierra a una altitud de 1336 km (830 millas) con un ángulo de inclinación de 66° y un periodo de 112 min. Se seleccionó la altitud (1336 km) para minimizar el arrastre atmosférico y las fuerzas de gravedad que actúan sobre el satélite, lo que hace la determinación orbital más fácil y más precisa. Hay 127 órbitas en cada período de 9,916 días (es decir, el ciclo de 10 días: el satélite pasa verticalmente sobre el mismo lugar, dentro de 1 km, cada 10 días), y el período de repetición fue elegido como una relación entre resolución espacial y temporal. Las órbitas de los satélites están cerca de heliosincrónica, avanzando 2° por día. Por lo tanto, se tardaba unos 90 días para cubrir la totalidad de las zonas horarias.

Figura 2-31. Barrido del satélite TOPEX durante 10 días, desde el día 164 a 174 en 1996.

Fuente: www.jason.oceanobs.com

El satélite cubría la mayor parte de los océanos del mundo Figura 2-31. **Barrido del satélite TOPEX durante 10 días, desde el día 164 a 174 en 1996.**, efectuando mediciones de altura del océano, utilizando dos altímetros, uno construido por la NASA y otro construida por el CNES. Un mal funcionamiento terminó las operaciones normales de satélite en enero de 2006, abriendo el camino a una metodología que suministra hasta ahora la información más precisa de la altura de la superficie de la Tierra (3.3 cm de precisión) y permitió establecer un método de cálculo del TEC con muy buena precisión, contando con un altímetro (NRA), que opera a 13,6 GHz (banda Ku) y 5.3 GHz (banda C) simultáneamente. Debido a que la ionosfera tiene una naturaleza dispersiva, midiendo a dos frecuencias proporciona tanto una estimación directa del contenido total de electrones (TEC) a lo largo de la trayectoria del rayo desde el satélite a la superficie del océano y un método para eliminar efectivamente la demora impuesta en el altímetro debido a la ionosfera. Como se ha comentado anteriormente en este estudio el retraso es directamente proporcional al contenido de electrones (TEC) a lo largo de la trayectoria del rayo e inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia (F) de la onda de radio.

El contenido de electrones medido es análogo al STEC obtenido mediante GNSS, por ser el contenido de electrones de la ionosfera en una columna que se extiende desde el satélite hasta el punto de reflexión subsatélite en la superficie del océano, con un sesgo constante en el cálculo del TEC de aproximadamente 2-3 TECU (Orus, Hernández-

Pajares, Juan, Sanz, & Garcia-Fernandez, 2002) . De tal forma que si dR es el retaso de la señal debido a la ionosfera:

$$vTEC = -dR \frac{f_{Ku}^2}{30.31 \times 10^{19}} \quad \text{en TECU} \quad (2-62)$$

Posterior a la misión TOPEX, se adelantaron las misiones JASON, de similares características, actualmente, Jason-3 es la cuarta misión en serie, conjunta entre Estados _Unidos y Europa que miden la altura de la superficie del océano. Lanzado el 17 de enero de 2016, la misión se extenderá la serie temporal de mediciones de la topografía de la superficie oceánica (las colinas y valles de la superficie del océano) iniciada por la misión del satélite Topex / Poseidon en 1992 y continuando hasta el Jason-1 (lanzado en 2001) y el OSTM actualmente operan / Jason-2 (lanzado en 2008).

El instrumento principal de Jason-3 es un altímetro de radar. El altímetro mide las variaciones del nivel del mar sobre el océano global con una precisión muy alta (como 1,3 pulgadas o 3,3 centímetros, con el objetivo de lograr 1 pulgada o 2,5 centímetros). Topex / Poseidon y Jason-1 eran misiones de cooperación entre la NASA y la agencia espacial francesa, CNES. Otros socios en la misión Jason-2 incluyen NOAA y EUMETSAT. Jason-3 continúa la cooperación internacional, con la NOAA y EUMETSAT dirigir los esfuerzos, junto con los socios de la NASA y el CNES.

2.7.4. Modelos ionosféricos

Los modelos ionosféricos son herramientas de diferentes tipos, que sirven para comprender el comportamiento de la ionosfera y sus efectos sobre las tecnologías y actividades humanas. Permiten modelar la distribución de la densidad de electrones libres en la atmósfera superior en relación con la altura la posición geográfica y el tiempo. Las principales bases para el modelado de la ionosfera hasta tiempos actuales, fueron planteadas por Chapman en la década de los 30, quien dio origen a la mayoría de los desarrollos de este tipo. Según (Alizadeh, Schuh, Todorova, & Schmidt, 2011)

los modelos ionosféricos pueden clasificarse en (a) Modelos Físicos, tales como el GAIM (Global Assimilative Ionospheric Model) o PIM (Parametrized Ionospheric Model), o SAMI (b) Modelos empíricos, tales como el Klobuchar, NeQuick o el IRI (International Reference Ionosphere) y (c) Modelos Matemáticos. En este apartado comenzaremos por repasar el perfil Chapman, que como hemos dicho es el fundamento de la mayor parte de los modelos subsiguiente y luego seguiremos analizando según la clasificación comentada.

2.7.4.1. Perfil ionosférico de Chapman

El modelo de distribución de densidades de Chapman (1931) ha sido el fundamento sobre el que se basan la mayor parte de los modelos que describen el comportamiento de la ionosfera, incluso hasta la actualidad. Aunque ya introdujimos algunas ideas básicas en el apartado 2.4.1 y especialmente la fórmula (2.6) de la generación de densidad de cargas, la estudiaremos aquí con algo más de detenimiento.

Este modelo permite la obtención de la variación de la densidad de electrones con respecto a la altura, este modelo es publicado en 1931 por S. Chapman. Su objetivo principal era hacer un modelo que explicara la distribución electrónica en la ionosfera. Este modelo relaciona la distribución de electrones con la posición del sol, mostrando una variación diaria de gran amplitud, con un máximo bien definido en la dirección del sol, este es un modelo físico muy sencillo, que pretende explicar las principales características de la ionosfera se enfoca en determinar la tasa de absorción, disociación y de ionización ionosférica en función de la altitud, latitud, hora y estación, asumiendo que la ionosfera posee una distribución electrónica exponencialmente variable.

La ley expone que existen dos agentes que producen ionización en la atmósfera alta, la primera son los fotones de longitud de onda corta de la radiación solar presentes en el espectro del ultravioleta y rayos X, y el segundo son los rayos cósmicos provenientes del sol y del medio interestelar, que chocan con los átomos y las moléculas que se encuentran en la atmósfera (Silva Altamirano, 2009).

A parte de estas suposiciones Chapman realizó consideraciones sobre la distribución de la ionosfera, las cuales son:

- La radiación solar es de una única longitud de onda
- La atmosfera se compone de un único gas
- Solo hay una fuente de ionización y es la solar
- Atenuación exponencial de la intensidad de radiación solar, lo que determina el aspecto del perfil.
- Modelo de Tierra e ionosfera planas, para facilitar formulaciones matemáticas.

Según vimos en (2-6) la velocidad de producción de electrones dada por Chapman es

$$q(\chi, h) = q_{max}^0 \exp \left\{ 1 - \frac{h - h_{max}}{H} - \sec(\chi) \exp \left\{ -\frac{h - h_{max}}{H} \right\} \right\} \quad \text{donde } \chi \text{ es el ángulo de}$$

incidencia de la radiación respecto al cenit, h la altura, q_{max}^0 la máxima tasa de producción de iones (cuando el Sol se encuentra en el cenit), h_{max} es la altura de la máxima tasa de producción de iones y H la altura de escala. La altura de escala se define como aquella para la que la presión atmosférica disminuye un factor $e=2.71828$ y viene

dada por la fórmula $H = \frac{kT}{mg}$, donde k es la constante de Boltzmann, T la temperatura,

m la masa de la partícula y g la aceleración de la gravedad. Si en la ecuación de

continuidad (2-5) $\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \vec{\nabla} \cdot (N\vec{v})$, admitimos que no hay fenómenos de

transporte ($\vec{v} = 0$) entonces:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \alpha N^{\frac{1}{\alpha}} \quad (2-63)$$

Donde $N^{\frac{1}{\alpha}}$ es la tasa de creación de cargas, y α depende de la altura. Admitiendo el

equilibrio fotoquímico $\frac{\partial N}{\partial t} = 0$, obtenemos:

$$N(\chi, h) = N_0 \exp \alpha \left\{ 1 - \frac{h - h_{\max}}{H} - \sec(\chi) \exp \left\{ -\frac{h - h_{\max}}{H} \right\} \right\} \quad (2-64)$$

Siendo $N_0 = \left(\frac{q_{\max}}{a} \right)^\alpha$. Según (Ratcliffe, 1973) el valor máximo N_m corresponde a la altura h_m , y por lo tanto $N_m = N_0 \cos \chi$ y por lo tanto:

$$N(h) = N_m \exp \alpha \left\{ 1 - \frac{h - h_{\max}}{H} - \exp \left\{ -\frac{h - h_{\max}}{H} \right\} \right\} \quad (2-65)$$

Esta función se denomina *función del perfil de Chapman* o simplemente *función de Chapman*. Frecuentemente se llama $z = \frac{h - h_{\max}}{H}$, con lo que la expresión anterior puede ponerse: $N(z) = N_m \exp \alpha \{1 - z - \exp(-z)\}$ o equivalentemente $N(z) = N_m e^{\alpha(1 - z - e^{-z})}$. Se ha visto que la función de Chapman se en la asunción de que la recombinación de electrones es inversamente proporcional a $N^{\frac{1}{\alpha}}$. Basándose en datos empíricos algunos autores han propuesto para la tasa de pérdida de electrones otras funciones algunas dependientes de la altura, y por lo tanto, diferente para distintos tramos de la ionosfera. Se habla entonces de *funciones Chapman multicapas*. Para una variación lineal de la densidad de electrones $\alpha = 1$. La distribución que así se obtiene se llama *a-Chapman*:

$$N(z) = N_m e^{(1 - z - e^{-z})} \quad (2-66)$$

Y para el valor $\alpha = \frac{1}{2}$ se habla de la función *β -Chapman*:

$$N(z) = N_m e^{\frac{1}{2}(1-z-e^{-z})} \quad (2-67)$$

La parte superior de la ionosfera, la que va desde el máximo de densidad de F2 (desde hmF2) hasta el comienzo de la plasmasfera ($\approx 1000km$) es la más difícil de modelar. Para ella se han propuesto numerosas funciones para la tasa de recombinación de los electrones, $N(h)$, como funciones exponenciales o funciones de Epstein. Para la plasmasfera se proponen de nuevo numerosas distribuciones, que se deducen del mejor ajuste a los datos.

Figura 2-32. Distribución electrónica modelo Chapman.

Adaptado de (Chapman, S. 1931)

2.7.4.2. Combinación de la función de Chapman con el sTEC observado mediante GNSS

Según se ha visto en (2-42), la diferencia de pseudodistancias suavizadas es:

$$\overline{DP} = 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC + \Delta b_r + \Delta b^s \quad (2-68)$$

Pero puesto que $sTEC = \int_S^R N d\rho$

$$\begin{aligned}
\overline{DP} &= 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) sTEC + \Delta b_r + \Delta b^s = 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) \int_s^R N d\rho + \Delta b_r + \Delta b^s = \\
&= 40.3 \left(\frac{f_1^2 - f_2^2}{f_1^2 f_2^2} \right) \int_s^R N_m \cdot e^{\alpha(1-z-e^{-z})} d\rho + \Delta b_r + \Delta b^s
\end{aligned} \tag{2-69}$$

Que nos permite obtener los parámetros de la distribución de Chapman a partir de las observaciones GNSS.

2.7.4.3. Modelos Físicos

Como su nombre indica los modelos físicos de basan en el planteamiento y soluciones de las ecuaciones físico – químicas que rigen los procesos que se dan en la ionosfera. Tratan de explicar algunos comportamientos físicos de la ionosfera (Palacios Caicedo, 2010; Silva Altamirano, 2009). Utilizan ecuaciones de continuidad o momentum y ecuaciones de energía para iones y electrones, resultando densidad de electrones en la ionósfera (Memarzadeh, 2009). Entro los modelos Físicos estudiaremos con más detenimiento el modelo SAMI 3

2.7.4.4. El modelo SAMI 3

Es un modelo ionosférico que estudia la ionosfera en capas y fue hecho para zonas de latitudes geomagnéticas bajas (0-40 grados) entre alturas de 85 Km hasta 20000 Km; fue desarrollado por el Laboratorio Naval de Investigación (NRL), que nace de la necesidad de entender la ionosfera con más profundidad; cabe aclarar que es un modelo ionosférico de tipo físico.

Este modelo estudia la ionosfera desde su composición de manera que se observa y estudia más específicamente el desarrollo y la evolución química de los iones de

hidrogeno (H), helio (He), nitrógeno (N), oxígeno (O), nitrógeno molecular (N₂), óxido nítrico (NO) y oxígeno molecular (O₂) por medio de las siguientes ecuaciones:

Ecuación de continuidad iónica, esta se resuelve teniendo en cuenta todos los tipos de iones i y está dada por la Ecuación:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \nabla(n_i V_i) = P_i - L_i n_i \quad (2-70)$$

Donde n_i es la cantidad de electrones, t es el tiempo en segundos, V_i es la velocidad de transporte, P es la velocidad de producción de iones y L es la velocidad de perdida de iones.

Ecuación de momento iónico. Esta se resuelve teniendo en cuenta todos los tipos de iones i y está dada por la Ecuación (2-71):

$$\frac{\partial V_i}{\partial t} + V_i \times \nabla V_i = -\frac{1}{\rho_i} \nabla P_i + \frac{e}{m_i} E + \frac{e}{m_i c} V_i \times B + g - v_{in}(V_i - V_n) - \sum_j v_{ij}(V_i - V_j) \quad (2-71)$$

Donde v_i es la frecuencia de colisiones entre iones y partículas neutrales, v_{in} es la frecuencia de colisión entre iones.

La ecuación del momento electrónico, está dada por (2-72):

$$0 = -\frac{1}{n_e m_e} \nabla P_e - \frac{e}{m_e} E - \frac{e}{m_e c} V_e \times B \quad (2-72)$$

Donde V_e denota la frecuencia de colisión entre electrones

La ecuación de temperatura iónica está dada por:

$$Q_{ii} = \sum_j \frac{2.2 \times 10^{-4} n_j}{A_i A_j \left(\frac{T_i}{A_i} + \frac{T_j}{A_j} \right)^{1.5}} (T_j - T_i) \quad (2-73)$$

$$Q_{in} = \sum_q \frac{2m_i m_q}{(m_i + m_q)^2} v_{iq} \times \left[k(T_q - T_i) + \frac{1}{3} m_q |V_q - V_i|^2 \right] \quad (2-74)$$

$$Q_{ii} = \sum_j \frac{2.2 \times 10^{-4} n_j}{A_i A_j \left(\frac{T_i}{A_i} + \frac{T_j}{A_j} \right)^{1.5}} (T_j - T_i) \quad (2-75)$$

$$Q_{ie} = \frac{7.7 \times 10^{-6} n_e}{A_i T_e^{1.5}} (T_e - T_i) \quad (2-76)$$

Donde q denota la sumatoria sobre partículas neutras y j denota la sumatoria sobre los iones, en este caso se resuelve la ecuación para iones de hidrogeno, helio y oxígeno, asumiendo que la temperatura de los iones de Nitrógeno molecular, óxido nítrico y Oxígeno molecular es la misma que la de los iones de oxígeno.

La temperatura electrónica, está dada por las expresiones:

$$Q_{ei} = \sum_j \frac{7.7 \times 10^{-6} n_j}{A_j T_e^{1.5}} v_{eq} (T_j - T_e) \quad (2-77)$$

$$Q_{phe} = \frac{2}{3n_e} \frac{B}{B_{300}} q_{300} \exp \left(-C \int n_e dl \right) \quad (2-78)$$

y

$$Q_{en} = \sum_q \frac{2m_e m_q}{(m_e + m_q)^2} v_{eq} (T_q - T_e) \quad (2-79)$$

$$Q_{ei} = \sum_j \frac{7.7 \times 10^{-6} n_j}{A_j T_e^{1.5}} v_{eq} (T_j - T_e) \quad (2-80)$$

$$Q_{phe} = \frac{2}{3n_e} \frac{B}{B_{300}} q_{300} \exp\left(-C \int n_e dl\right) \quad (2-81)$$

Donde q denota la suma de partículas neutrales, j denota la suma de iones q_{300} es la tasa de calentamiento por electrón a 300km de altura y dl es el diferencial de la longitud a lo largo de la línea del campo.

Este modelo analiza la ionosfera como un medio detalladamente cambiante, y una de las mayores razones de la alteración en la ionosfera es el aporte de la radiación solar a la Tierra, por tal razón este modelo necesita las siguientes entradas:

- Emisiones de radio F10.7; que es un índice que ha sido medido desde 1947 primero en Ottawa y luego en el observatorio de radio de Penticton en Columbia Británica. Este índice puede variar entre 50 y 300 unidades de flujo solar (sfu). El valor de este modelo radica en que además de ser fácilmente medible en cualquier condición climática también correlaciona muy bien con el número Ultravioleta (UV), el número de mancha solar y las emisiones de Extremo Ultravioleta (EUV).
- Promedio de tres meses del índice F10.7
- Índice Ap, índice de actividad geomagnética que indica que a mayor actividad geomagnética mayor será el índice Ap. Este índice se obtiene promediando los 8 promedios diarios de los promedios de 3 horas durante el día.
- Fecha; pues de acuerdo a la fecha y hora del día se puede conocer más acerca de la geometría entre el sol y la Tierra.

El modelo SAMI3 se caracteriza por ser un perfilador en 3D de la ionosfera trabajando desde una altura aproximada de 90 km hasta 20000.

2.7.4.5. Modelos Empíricos

Estos modelos se basan en mediciones ionosféricas. Se caracteriza por recolectar los datos durante un periodo extenso de tiempo y ser analizados con funciones analíticas y empíricas simples. Entre estos están el modelo Klobuchar, el cual permite calcular el retraso ionosférico para la falsa distancia entre el satélite y el receptor. El modelo Nequick permite realizar correcciones ionosféricas para receptores de una sola frecuencia como Galileo. También es considerado el modelo Ionosfera Internacional de Referencia (IRI), el cual genera un esquema estándar de la ionosfera basado en todas las fuentes de información como ionosondas en Tierra y en satélites, radares, entre otros (Palacios Caicedo, 2010).

2.7.4.6. Modelo de Klobuchar

Es uno de los modelos más utilizados debido a su simplicidad computacional. Es utilizado por receptores de frecuencia simple, tiene en cuenta los siguientes parámetros (J. Sanz Subirana, 2011):

- Latitud geodésica aproximada de usuario: ϕ_u
- Longitud : λ_u
- Ángulo de elevación : E
- Azimut del satélite : A
- Coeficientes α_n y β_n transmitido en el mensaje de navegación por satélite GPS

El algoritmo calcula las siguientes variables:

Ángulo geocéntrico

$$\psi = \frac{0.0137}{E + 0.11} - 0.022 \text{ (semicírculos)} \quad (2-82)$$

Latitud del ionosfera Pierce Point (IP)

$$\begin{aligned}
\phi_I &= \phi_u + \psi \cos A \quad \text{si } |\phi_I| < 0.416 \quad (\text{semicírculos}) \\
\text{Si } \phi_I &> +0.416 \quad \phi_I = +0.416 \\
\text{Si } \phi_I &< -0.416 \quad \phi_I = -0.416
\end{aligned} \tag{2-83}$$

Longitud IP

$$\lambda_I = \lambda_u + \frac{\psi \sin A}{\cos \phi_I} \quad (\text{semicírculos}) \tag{2-84}$$

Latitud geomagnética del IP

$$\phi_m = \phi_I + 0.064 \cos(\lambda_I - 1.617) \quad (\text{semicírculos}) \tag{2-85}$$

Hora local en el punto IP

$$t = 43200\lambda_I + t_{GPS}(\text{segundos}) \tag{2-86}$$

Donde $\leq t < 86400$

Por lo tanto: Si $t \geq 86400$, restar 86400. Si $t < 0$, sumar 86400

Amplitud del retardo ionosférico

$$A_I = \sum_{n=0}^3 \alpha_n \phi_m^n \quad \text{segundos} \tag{2-87}$$

Si $A_I < 0$, $A_I = 0$,

Periodo de retardo ionosférico

$$P_I = \sum_{n=0}^3 \beta_n \phi_m^n \text{ segundos} \quad (2-88)$$

Si $P_I < 7200$, $P_I = 7200$

$$\text{Fase de retardo ionosférico, } X_I = \frac{2\pi(t-50400)}{P_I} \text{ (radianes)} \quad (2-89)$$

Para convertir del retardo vertical a el retardo de inclinación se encuentra el factor de inclinación (elevación E en semicírculos) utilizando la siguiente función de mapeo:

$$F = 1.0 + 16.0 (0.53 - E)^3 \quad (2-90)$$

El retardo ionosférico vertical es calculado a partir del tiempo de retardo:

$$I_{L1_{GPS}} = \begin{cases} \left[5 \cdot 10^{-9} + \sum_{n=0}^3 \alpha_n \phi_m^n \cdot \left(1 - \frac{X_I^2}{2} + \frac{X_I^4}{24} \right) \right] \cdot F ; & |X_I| \leq 1.57 \\ 5 \cdot 10^{-9} \cdot F ; & |X_I| \geq 1.57 \end{cases} \quad (2-91)$$

El retraso $I_{L1_{GPS}}$ esta en segundos y se refiere la frecuencia L1 GPS.

El retardo para la frecuencia L2 se obtiene: $I_{L2_{GPS}} = I_{L1_{GPS}} * \left(\frac{77}{60} \right)^2$

La Figura 2-33 puede compararse con la Figura 2-27 en que se da el TEC a partir de los modelos GIM.

Figura 2-33 Coeficientes ion alfa e ion beta y retardo calculado a partir del modelo de Klobuchar.

En la parte superior de la Figura 2-33 se aprecian los coeficientes ion alfa e ion beta correspondientes al día 038 – 2017 es decir el 7 de febrero de 2017 y en la parte inferior gráfico de valores del retraso ionosférico en metros, calculado para cada hora por el método de Klobuchar, correspondiente a un lugar de coordenadas $3^{\circ} 26'13''$ N y Longitud $76^{\circ} 31'20''$ O, para el día 07-02-2017, una elevación de 90° y un acimut de 0° .

2.7.4.7. El modelo NEQUICK 2

Es un modelo empírico de densidad electrónica desarrollado en base al modelo introducido por Di Giovanni y Radicella (1990) por el Laboratorio de Aeronomía y Radio propagación (Laboratorio T/ICT4D actualmente) del Centro Internacional para Física Teórica Abdus Salam (ICTP) en Trieste (Italia) con la colaboración del Instituto para Geofísica, Astrofísica y Meteorología de la Universidad de Graz en Austria, de donde la versión modificada de este modelo se ha utilizado para el grupo de satélites Galileo con el fin de mejorar el posicionamiento monofrecuencia. Este es un modelo de densidad electrónica de ejecución inmediata que describe la densidad de electrones para la ionosfera hasta el pico de la capa F2, utilizando una serie de formulaciones para los límites superiores e inferiores de las capas E y F1 y el límite inferior de la capa F2. Las formulaciones se muestran a continuación.

Para la parte inferior de las capas la formulación está dada por la Ecuación (2-92):

$$n(h) = \sum_{i=F2,F1,E} n_i(h) \quad (2-92)$$

Donde $n(h)$ es la densidad de electrones a una altura h , $n_i(h)$ se calcula de la siguiente manera:

$$n_i(h) = \frac{4A_i}{(1 + \exp(z))^2} \exp(z_i) \quad (2-93)$$

Para este cálculo se presentan diversos casos en las tablas Tabla 2-4 y Tabla 2-5

Tabla 2-4. Valores de z y de A en F2.

Intervalo de alturas (km)	Valor de z_{F2}	Valor de A_{F2}
$h_{max,F1} \leq h \leq h_{max,F2}$	$\frac{h - h_{max,F2}}{B_{inferior,F2}}$	$n_{max,F2}$
$h_{max,E} \leq h \leq h_{max,F1}$		
$100 \leq h \leq h_{max,E}$		
$h \leq 100$		

Fuente: (Memarzadeh, Y., 2009)

Donde h_{max} es la altura en kilómetros donde está dado el pico de densidad de electrones y B es el grosor de la capa.

Tabla 2-5. Valores de z y de A en la región F1.

Intervalo de alturas (km)	B	Valor de z_{F1}	Valor de A_{F1}
$h_{max,F1} \leq h \leq h_{max,F2}$	$B_{superior,F1}$	$\frac{h - h_{max,F1}}{B} \exp \left[\frac{10}{1 + 2 h - h_{max,F2} } \right]$	$n_{max,F1} - n_{F2}(h_{max,F1})$
$h_{max,E} \leq h \leq h_{max,F1}$	$B_{inferior,F1}$		
$100 \leq h \leq h_{max,E}$			
$h \leq 100$			

Fuente: (Memarzadeh, Y., 2009)

Para la parte superior de las capas la formulación está dada por la Ecuación

$$n_{zona superior}(h) = \frac{4n_{max,F2}}{(1 + \exp(z))^2} \exp(z) \quad (2-94)$$

Dónde:

$$z = \frac{h - h_{max,F2}}{H \left[1 + \frac{rg(h - h_{max,F2})}{rH + g(h - h_{max,F2})} \right]} \quad (2-95)$$

Y además $r=100$, $g=0.125$ y H es el parámetro de grosor en la parte superior de la región F2 y H actúa como la escala de la altura, esta es dada por la Ecuación:

$$H = \frac{B_{superior,F2}}{u} \quad (2-96)$$

u es calculado de la siguiente manera:

$$u = (0.041163x - 0.183981)x + 1.424472 \quad (2-97)$$

De donde x se calcula por medio de la expresión:

$$x = \frac{B_{superior,F2} - 150}{100} \quad (2-98)$$

Para el cálculo de la densidad de electrones en la parte superior de cada capa es necesario tener en cuenta los valores establecidos en la Tabla 2-6.

Tabla 2-6. Valores de z y de A en la región E

Intervalo de alturas (km)	B	Valor de z_E	Valor de A_E
$h_{max,F1} \leq h \leq h_{max,F2}$	$B_{superior,E}$	$\frac{h - h_{max,E}}{B} \exp \left[\frac{10}{1 + 2 h - h_{max,F2} } \right]$	

$h_{max,E} \leq h$ $\leq h_{max,F1}$			$n_{max,E}$ $- n_{F1}(h_{max,E})$ $- n_{F2}(h_{max,E})$
$100 \leq h$ $\leq h_{max,E}$	$B_{inferior,E}$		
$h \leq 100$			

Fuente: (Memarzadeh, Y., 2009)

Este modelo, además es muy efectivo en el sentido de que permite calcular el TEC inclinado (STEC), o en otras palabras el TEC (Contenido total de electrones) a través del camino de la señal GNSS hasta el receptor.

Es necesario aclarar que este modelo requiere de una localización espacial para trazar el perfil electrónico, para esto se requiere tener los siguientes parámetros:

- Alturas; las alturas de observación para la elaboración del perfil, se requiere por lo tanto una altura inicial y final donde estas estén comprendidas entre los 90 y 20000 km.
- Latitud y longitud; estas coordenadas deben ser geocéntricas.
- Índices de actividad solar tales como R12 o F10.7; pues es necesario conocer el aporte solar de radiación a la Tierra, pues el comportamiento de las capas de la ionosfera depende en gran parte de este aporte.

El número de manchas solares diario tiene poca o ninguna relación con la variabilidad de la ionosfera. Sin embargo, el índice ionosférico más ampliamente utilizado, es el R12, correspondiente a una media móvil para 12 meses del número medio mensual relativo internacional de manchas solares, dada por el Sunspot Index Data Center de Bruselas (R12)

2.7.4.8. El modelo IRI

La Ionosfera de Referencia Internacional (IRI) es un proyecto internacional impulsado por el Comité de Investigación Espacial (COSPAR) y la Unión Internacional de Radio Ciencia (URSI). Estas dos organizaciones formaron un grupo de trabajo para producir un modelo empírico estándar de la ionosfera basada en los datos existentes hasta ese entonces, de esta manera este modelo se va actualizando y ajustando sus parámetros de acuerdo a una cantidad de tiempo bajo la cual se hayan registrado una mayor cantidad de datos, por lo cual este modelo se edita conforme se obtienen más datos.

Este modelo describe la densidad y temperatura electrónica, temperatura iónica y composición de iones en la ionosfera de acuerdo a una localización y un tiempo en un rango de entre 50 y 2000 km de altura dividiendo a la ionosfera en 6 subregiones donde cada una es descrita por varios parámetros, este modelo también utiliza listas de parámetros de la región F2 de la ionosfera pues es normalmente la capa que logra abarcar la densidad de electrones máxima.

IRI También utiliza índices del clima espacial, índices geomagnéticos, F10.7, número internacional de manchas solares y el índice Ap. Este modelo presenta los valores promedios obtenidos mensualmente, teniendo así la ventaja de que describe muy bien la ionosfera en los días calmos. Debido a lo anterior se debe tener en cuenta que este modelo presenta una exactitud menor en días de ionosfera perturbada, sin embargo, este modelo es el que mejor responde para Europa.

IRI es actualizado anualmente en cada taller realizado, usando datos mundiales de ionosondas, y usando también información de los radares de dispersión Jicamarca, Arecibo, Millstone Hill, Malvern y St. Santin, además sondeadores ISIS y Aolnette.

2.7.4.9. Modelos matemáticos

Dentro de los modelos matemáticos distinguiremos los dos siguientes:

2.7.4.10. Modelos numéricos. Mapas Ionosféricos Globales

Se refieren a los mapas de escala global y regional que provienen valores de parámetros ionosféricos en una grilla que se obtienen mediante aproximaciones matemáticas/estadísticos.

La red de estaciones GNSS del IGS (*International GNSS Service*), está formada en la actualidad por aproximadamente 390 (véase Figura 2-34) estaciones dotadas con receptores de doble frecuencia (<http://www.igs.org/>). A partir de los datos registrados cada 15 s, los cuatro centros de análisis siguientes:

- CODE (Center for Orbit Determination in Europe)
- ESO/ESA (Space Operations Centers from the European Space Agency)
- JPL (Jet Propulsion Laboratory)
- gAGE/UPC (group of Astronomy and Geomatics, Technical University of Catalonia, Spain)

Figura 2-34. Red mundial de estaciones permanentes generalizada IGS, 2017.

calculan, siguiendo metodología diferentes, aunque todas ellas basadas en los procedimientos que hemos visto en los apartados anteriores para el cálculo del TEC a partir de datos GNSS (Hernandez-Pajares et al., 2009), los $vTEC$ en un conjunto de

puntos de la superficie terrestre. Desafortunadamente la red de estaciones IGS, y por lo tanto los datos de $vTEC$ que se obtienen con ella, no están homogéneamente repartidos. A partir de estos valores y con diferentes técnicas de interpolación cada uno de estos centros elabora una malla de datos. La solución final que se obtiene mediante una media ponderada de los datos proporcionado por los centros de análisis son los mapas oficiales $vTEC$ del IGS denominados GIM (Global Ionospheric Maps). Estos mapas son una grilla de valores con paso de grilla en latitud de $\Delta\varphi = 2.5^\circ$ e intervalo que va de -87.5 a 87.5 y para la longitud un paso de $\Delta\lambda = 5^\circ$ y un intervalo que va de -180 a 180 grados. Se proporcionan cada dos horas (0, 2, 4, ..., 24) en un formato denominado IONEX con una latencia de menos de 24 horas para el producto rápido y menos de 11 días para el definitivo.

En definitiva los mapas ionosféricos globales que proporciona el IGS pueden visualizarse como 13 mallas, una cada dos horas, de cero a 24, ambos incluidos, de 71 filas (cada una corresponde a las latitudes -87.5, -85.0, -82.5, 0, ... 87.5) y 73 columnas (-180, -175, ..., 0, ..., 180) Figura 2-35.

Para calcular el TEC como una función geocéntrica de la latitud β , la longitud λ y el tiempo universal t a una hora y lugar arbitrarios, se tienen tres métodos (Schaer, et al, 1998):

Tomar el mapa TEC más cercano en una época T

$$E(\beta, \lambda, t) = E(\beta, \lambda)$$

1	START OF TEC MAP													
2017	2	7	0	0	0	EPOCH OF CURRENT MAP								
87.5-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
34	35	35	35	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36	36
35	35	34	34	33	32	32	31	30	30	29	28	28	27	26
25	25	25	25	24	24	24	24	24	24	25	25	25	25	26
26	27	27	28	28	28	29	29	29	30	30	30	31	31	31
32	32	32	33	33	33	34	34	34						
85.0-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
37	37	38	39	40	41	42	43	44	44	45	45	45	44	44
43	42	41	39	38	36	35	33	31	30	28	26	25	24	22
21	20	19	19	19	19	19	19	20	20	21	22	22	23	24
26	26	27	28	29	29	30	30	31	31	32	32	32	32	33
33	33	33	34	34	34	35	36	37						
82.5-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
37	39	40	42	44	46	48	50	51	52	53	54	54	54	53
51	50	48	46	43	41	38	36	33	30	28	25	23	21	20
17	16	16	16	16	16	16	17	18	19	20	21	22	23	24
26	28	29	30	31	32	33	34	34	35	35	35	35	35	35
35	34	34	34	34	35	35	36	37						

1	END OF TEC MAP													
2	START OF TEC MAP													
2017	2	7	1	0	0	EPOCH OF CURRENT MAP								
87.5-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
34	34	34	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	34	34
33	32	32	31	30	30	29	28	28	27	26	26	25	24	24
23	23	23	22	22	22	22	22	22	22	22	23	23	23	24
24	24	25	25	25	26	26	26	27	27	28	28	28	29	30
30	31	31	32	32	32	33	33	34						
85.0-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
39	40	41	41	42	43	43	44	44	44	44	43	43	42	42
39	38	37	35	34	32	31	29	27	26	24	23	22	21	20
18	18	18	18	18	18	18	18	19	19	20	20	21	21	22
23	24	24	25	25	26	26	27	27	28	28	29	29	30	31
32	33	33	34	35	36	37	38	39						
82.5-180.0 180.0			5.0 450.0			LAT/LON1/LON2/DLON/H								
43	44	46	47	49	50	51	51	52	52	52	51	51	50	49
46	44	42	40	38	35	33	30	28	25	23	21	19	18	17
15	15	15	15	16	16	17	18	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	27	28	29	29	30	30	31	31	31	32	32	33
34	35	35	36	38	39	40	41	43						

Figura 2-35 extracto de mapa GIM en formato IONEX para el 7 - 2 -2017.

De donde la diferencia entre el tiempo universal de medición del punto debe ser mínimo en relación al de la toma de datos TEC en la época T. Dentro de esta malla temporal se puede considerar en el valor del punto geográficamente más cercano, o extrapolar espacialmente como se indicará después.

Interpolar entre mapas TEC consecutivos $E(T_i)$ y $E(T_{i+1})$

$$E(\beta, \lambda, t) = \frac{T_{i+1} - t}{T_{i+1} - T_i} E_i(\beta, \lambda) + \frac{t - T_i}{T_{i+1} - T_i} E_{i+1}(\beta, \lambda) \quad (2-99)$$

Siendo $T_i \leq t < T_{i+1}$

Interpolar entre mapas TEC consecutivos rotados:

$$E(\beta, \lambda, t) = \frac{T_{i+1} - t}{T_{i+1} - T_i} E_i(\beta, \lambda'_i) + \frac{t - T_i}{T_{i+1} - T_i} E_{i+1}(\beta, \lambda'_{i+1}) \quad (2-100)$$

Siendo $T_i \leq t < T_{i+1}$ y $\lambda_i = \lambda + (t - T_i)$

Una vez que hemos interpolado temporalmente los cuatro puntos extremos dentro del cual se encuentra localizado el nuestro, hemos de hacer una interpolación geométrica. Para esto último existen numerosas técnicas y herramientas.

2.7.4.11. Representación Local del TEC

Los datos locales del contenido total de electrones suelen obtenerse mediante un desarrollo en serie de Taylor bidimensional

$$E(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^{m_{max}} E_{nm} (\beta - \beta_0)^n (s - s_0)^m \quad (2-101)$$

Donde β es la latitud geocéntrica y $s = \lambda - \lambda_0$ es la longitud relativa al sol del IP, E_{nm} son los coeficientes del desarrollo en serie, (β_0, s_0) las coordenadas del origen del desarrollo y n_{max} y m_{max} son los máximos órdenes del desarrollo.

2.7.4.12. Modelos Analíticos

Los desarrollos en serie de Taylor no son adecuados para representar analítica del $vTEC$ a nivel global. Como alternativa (Schaer, S., G. Beutler, L. Mervart, M. Rothacher, 1995), se suele utilizar el desarrollo en armónicos esféricos SH (*Spherical Harmonics*) tal que:

$$E(\beta, s) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n \bar{P}_{nm}(\sin \beta) (C_{nm} \cos(ms) + S_{nm} \sin(ms)) \quad (2-102)$$

Donde:

β : Latitud geocéntrica

$s = \lambda - \lambda_0$: Longitud relativa al sol del IP

λ : Longitud del IP

λ_0 : Longitud del Sol

n_{max} : Máximo grado del desarrollo

n, m : Grado y orden del desarrollo

$\bar{P}_{nm}$: Funciones asociadas de Legendre totalmente normalizadas de grado n y orden m .

$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$: Coeficientes del desarrollo armónicos. Son los parámetros que proporcionan los Modelos Ionosféricos Globales (GIM).

CODE proporciona los coeficientes del desarrollo armónico del $vTEC$ hasta el grado y orden 15 para cada dos horas, cada día (Figura 2-36). Este modelo se basa en la asunción de capa simple a una altura de 450 km, participando en sus cálculos 276 estaciones y 55 satélites. Las observaciones se han realizado con una máscara de elevación de 10° , el rango de validez está entre los -89.3 y 89.2 de latitud y de 0 a 360 en longitud. El coeficiente de orden cero $\bar{C}_{00}$ corresponde a la densidad media de electrones en toda la ionosfera. La resolución de este modelo es $\frac{20000}{15} \sim 1335 \text{ km}$. Es un modelo por lo tanto altamente suavizado. Las figuras Figura 2-37 y Figura 2-38 ilustran los gráficos que se pueden generar a partir de estos coeficientes.

CODE'S GLOBAL IONOSPHERE MAPS FOR DAY 038, 2017				11-F
MODEL NUMBER / STATION NAME				: 0380-01
MODEL TYPE (1=LOCAL, 2=GLOBAL, 3=STATION)				: 2
MAXIMUM DEGREE OF SPHERICAL HARMONICS				: 15
MAXIMUM ORDER				: 15
DEVELOPMENT WITH RESPECT TO				
GEOGRAPHICAL (=1) OR GEOMAGNETIC (=2) FRAME				: 2
MEAN (=1) OR TRUE (=2) POSITION OF THE SUN				: 1
MAPPING FUNCTION (0=NONE, 1=COSS2, 2=MSLM, 3=ESM)				: 2
HEIGHT OF SINGLE LAYER AND ITS RMS ERROR (KM)				: 450.00 0.00
COORDINATES OF EARTH-CENTERED DIPOLE AXIS				
LATITUDE OF NORTH GEOMAGNETIC POLE (DEGREES)				: 80.33
EAST LONGITUDE (DEGREES)				: -72.67
PERIOD OF VALIDITY				
FROM EPOCH / REFERENCE EPOCH (Y,M,D,H,M,S)				: 2017 02 07 00 00 00
TO EPOCH				
LATITUDE BAND COVERED				
MINIMUM LATITUDE (DEGREES)				: -89.30
MAXIMUM LATITUDE (DEGREES)				: 89.20
ADDITIONAL INFORMATION				
NUMBER OF CONTRIBUTING STATIONS				: 276
NUMBER OF CONTRIBUTING SATELLITES				: 55
ELEVATION CUT-OFF ANGLE (DEGREES)				: 10
MAXIMUM TEC AND ITS RMS ERROR (TECU)				: 48.87 0.14
COMMENT / WARNING				
COEFFICIENTS				
DEGREE	ORDER	VALUE (TECU)	RMS (TECU)	
0	0	11.40257585	0.0118	
1	0	-1.03171655	0.0112	
1	1	4.12245096	0.0118	
1	-1	4.71938887	0.0118	
2	0	-4.14766971	0.0109	
2	1	-0.38744355	0.0118	
2	-1	-0.58205596	0.0110	
2	2	0.16303668	0.0112	
2	-2	0.92855923	0.0113	
2	0	-0.11399914	0.0104	

Figura 2-36. Coeficientes del desarrollo armónico del potencial, proporcionado por CODE.

Figura 2-37. mapas GIM para el 7 - 2 -2017 cada dos horas.

Figura 2-38 Retardo ionosférico Klobuchar (rojo) y mediante coeficientes armónicos para un punto de coordenadas. Coordenadas $3^{\circ} 26'13''$ N y Longitud $76^{\circ} 31'20''$ O, para el día 07-02-2017, una elevación de 90° y un acimut de 0° .

3. ANÁLISIS DE LOS MODELOS Y TÉCNICAS DE CÁLCULO DEL CONTENIDO TOTAL DE ELECTRONES EN ZONAS DE LATITUD GEOMAGNÉTICA BAJA

A continuación, se abordará la problemática de la efectividad de las correcciones ionosféricas en observaciones GNSS en latitudes geomagnéticas bajas, tratando de estudiar la totalidad de las capas, incluyendo la capa D, que de acuerdo con los modelos multi-capas estudiados, es considerada poco importante. Sin embargo, en este estudio se considerará muy especialmente, dado que el conocimiento de esta capa puede representar una diferencia importante en el proceso del cálculo del TEC en la región de anomalía ecuatorial, o por lo menos en la caracterización de las demás capas mediante los modelos ya revisados. Adicionalmente, la capa D cobra importancia debido a que su comportamiento refleja los efectos de la actividad solar en la ionósfera y sus estados de alteración.

3.1. Metodología del estudio

El estudio se plantea desde dos perspectivas, como se muestra en el esquema de la *¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.* Figura 3-1, la primera es el análisis de los modelos más comúnmente utilizados para la corrección ionosférica de observaciones GNSS mediante una comparación de resultados y su validación directa sobre los efectos calculados en una o varias estaciones permanentes GNSS, en periodos de diferente actividad solar y estado de alteración de la ionosfera, considerando periodos de tormenta solar, periodos normales y periodos de mínima actividad. Los modelos comparados en esta instancia, serán desde los más clásicos, hasta los más modernos; se considerarán los modelos de Klobuchar, Nequick, SAMI, IONEX y mapas TEC. La idea es estudiar no solo cuál es el más efectivo en el cálculo del TEC, si no también conocer cuál es el comportamiento de estos modelos ante la ocurrencia de un evento súbito de los que comúnmente ocurren en la región de latitud geomagnética baja y efectuar una revisión crítica a modo de análisis de sensibilidad

que permita identificar las fortalezas o debilidades de cada modelo, en términos de los posibles fenómenos y su capacidad de respuesta ante ellos, determinando que factores se deben mejorar o incluir en la corrección ionosférica para que esta sea más eficiente y adaptativa a los diferentes fenómenos de la franja de anomalía ecuatorial. Paralelamente a esta perspectiva se efectuará un estudio particular de la capa D de la ionósfera ecuatorial, explorando las posibilidades de incorporarla al proceso de corrección ionosférica de manera directa, mediante su cuantificación, o indirecta usando el estudio de su comportamiento como un indicador del estado de alteración de las demás capas.

La segunda perspectiva corresponde a una visión desde la parte instrumental, considerando que, si los modelos matemáticos no presentan la suficiente confiabilidad, se hace necesario adelantar mediciones directas e indirectas para fortalecer los modelos matemáticos o generar modelos empíricos que se ajusten a la realidad del territorio estudiado.

Figura 3-1. Esquema metodológico.

3.1.1. Cálculos a partir de modelos ionosféricos

La experimentación propuesta en este proyecto, gira en torno al conocimiento del comportamiento de los modelos de corrección ionosférica más utilizados. Para esto, se desarrollaron experimentos en los cuales se calcularán los valores de TEC para fechas con actividad solar extrema, normal y baja, la idea es tratar de establecer cuál de los modelos responde de manera más eficiente y determinar cuáles son las causas de que falle o cuales las causas de su ineficiencia.

3.1.2. Procesamiento de datos

En esta etapa, como ilustra el diagrama de procesos de la Figura 3-1, se procedió a calcular los valores de TEC, a lo largo de las 24 horas, para las fechas seleccionadas que se presentan en la Tabla 3-1, por medio de cada uno de los modelos a evaluar. Con los resultados obtenidos, se espera conocer el comportamiento o respuesta de cada modelo en una zona de alta actividad ionosférica, dentro de la franja de anomalía ecuatorial.

Tabla 3-1. Fechas seleccionadas para el cálculo del TEC.

FECHAS ESTUDIADAS, EVENTOS Y TIPOS				
FECHA	6-hr MAX	CLASE	24 -hr	CLASE
ENERO 01	21:07 UT	B5	09:06 UT	C1
ENERO 20	17:37 UT	B7	14:32 UT	C1
FEBRERO 08	17:01 UT	B7	15:08 UT	B4
FEBRERO 19	20:07 UT	B8	10:51 UT	C2
MARZO 20	19:32 UT	C1	01:03 UT	C5
MARZO 30	19:44 UT	B4	10:24 UT	C2
ABRIL 04	21:37 UT	B5	09:57 UT	C1
ABRIL 16	21:32 UT	C3	21:32 UT	C3
MAYO 13	17:01 UT	M1	16:05 UT	X2
	Llamarada X2.8 HORA: 16:09 UT			
	Erupción X1.7 HORA: 02:17 UT			
MAYO 24	20:39 UT	C1	01:24 UT	C2
JUNIO 07	22:49 UT	M5	22:49 UT	M5
JUNIO 20	20:28 UT	C1	09:20 UT	C1
JULIO 15	17:01 UT	B8	10:55 UT	C3
JULIO 23	22:28 UT	B3	02:44 UT	B6
AGOSTO 09	20:28 UT	C2	20:28 UT	C2

AGOSTO 18	17:04 UT	B9	11:31 UT	C1
SEPTIEMBRE 06	22:53 UT	C1	22:53 UT	C1
SEPTIEMBRE 22	17:44 UT	B3	02:47 UT	B6
OCTUBRE 08	22:41 UT	C1	15:11 UT	C1
	Alteración Magnética 20:15 UT			
OCRUBRE 24	22:10 UT	C5	00:30 UT	M9
NOVIEMBRE 01	19:53 UT	M6	19:53 UT	M6
NOVIEMBRE 10	21:27 UT	C1	05:14 UT	X1
DICIEMBRE 10	20:07 UT	C2	20:07 UT	C2
DICIEMBRE 21	19:29 UT	C7	10:36 UT	C1

Los resultados presentados corresponden a una posición de coordenadas $4^{\circ} 38' 19.25484''$ de latitud norte y $70^{\circ} 4' 43.81748''$ de longitud oeste, coincidente con la estación activa de la red geodésica nacional BOG del instituto geográfico Agustín Codazzi de Colombia.

Cada dato se comparará con un valor de referencia obtenido mediante el modelo de combinación lineal libre de geometría descrito en la sección 5-4-12, calculado para una estación cuyas coordenadas son conocidas y se puede calcular una buena aproximación al contenido de electrones, los diferenciales serán tabulados y graficados en el tiempo, para verificar sus respuestas a diferentes niveles de actividad solar y de excitación de la ionósfera.

3.1.3. Cálculos a desarrollar con los diferentes modelos

Con el fin de obtener los valores de TEC para la posición estudiada, se dispusieron las herramientas e insumos necesarios en cada modelo, que se describen a continuación en la Tabla 3-2.

Tabla 3-2. Herramientas e insumos para obtener los valores de TEC.

PRODUCTO	HERRAMIENTA	INSUMOS
Mapas TEC	TEC Demo (Matlab)	<ul style="list-style-type: none"> Rinex L1-L2 Coordenadas
TEC Klobuchar	Desarrollo . Matlab	<ul style="list-style-type: none"> RINEX
TEC SAMI	SAMI 3 Web	<ul style="list-style-type: none"> Fecha y Hora

		<ul style="list-style-type: none"> • Emisiones de radio F10.7 • Promedio de tres meses del índice F10.7 • Índice Ap. • Fecha y Hora • Altura inicial y final • Coordenadas • Índices de actividad solar R12, F10.7
TEC Nequick	NEQUICK Fortran	
TEC IONEX	IONEX IGS	<ul style="list-style-type: none"> • Ionex IGS

3.1.4. Tipos de análisis a realizar

Se efectúan procesamientos para obtener los valores de TEC en las fechas establecidas, para la misma posición, con el fin de comparar los resultados de los diferentes modelos, obteniéndolos en las mismas unidades y graficándolas en el mismo plano, para visualizar las diferencias entre ellos, comparando también con el comportamiento de los valores de rayos X blandos y duros en las mismas secuencias de tiempo. Para validar los datos obtenidos de TEC, se utilizarán valores de TEC calculados por el modelo de combinación lineal libre de geometría, asumiendo que sus valores captan el comportamiento súbito y la variabilidad que se presenta durante los eventos de actividad solar extrema.

Uno de los puntos principales de la comparación es evaluar la adaptabilidad de cada modelo a la ocurrencia de estos fenómenos y la comparación o co-relación con los valores de rayos X blandos y duros, busca conocer el impacto de cada una de las emisiones, diferenciando así los posibles efectos de un impacto fuerte a la capa D de la ionosfera, con respecto al impacto en las capas más altas, considerando que los rayos X duros afectan la capa D mientras que los rayos blandos afectan principalmente las capas más altas.

Se establecerán valores de error medio cuadrático y diagramas de dispersión de cada modelo, para establecer a la luz de estos valores, el modelo más efectivo en cada caso.

3.1.5. Resultados obtenidos

Con el fin de establecer el modelo con respuestas más aproximadas al TEC de Referencia, se utilizó el método de Error Medio Cuadrático, el cual estima el promedio de los errores al cuadrado, para lo cual se debe asumir un valor como verdadero y otro valor como medido tal como se muestra en la ecuación (3-1).

$$emc = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (TEC_i - TEC_{Real_i})^2} \quad (3-1)$$

Donde TEC_i es el valor de cada TEC calculado por cada uno de los 3 modelos y datos ionosféricos y TEC_{Real_i} es el valor del TEC obtenido con el modelo CLG. Este método de comparación se ha utilizado por cada grupo de valores diarios de TEC modelado y extraído de datos comparándolos con los TEC obtenidos mediante el modelo CLG, logrando de esta manera la producción de una tabla en la que se visualiza el EMC para cada modelo y dato durante los días de estudio.

3.1.6. Comparación de modelos y datos TEC con el modelo CLG

El proceso de comparación se realizó utilizando los valores de TEC calculados del modelo de combinación libre de geometría como referencia para compararlos con los valores de TEC calculados por medio de los 4 modelos y datos estudiados en este proyecto. Se utilizaron como datos de referencia los valores de TEC obtenidos por el modelo de combinación libre de geometría (CLG) en pseudodistancias de código considerando que corresponden a datos que a pesar de ser resultados indirectos de TEC, provienen de mediciones directas de datos GNSS efectuadas los días estudiados

y en particular al utilizar datos de días con condiciones especiales de actividad, se considera que son una buena referencia para validar la respuesta de los modelos a eventos solares fuertes. Además, se ha demostrado en el análisis de los resultados que los valores de TEC obtenidos por medio del modelo de CLG presentaron un comportamiento semejante a los valores de rayos X tomados de datos GOES lo que implica que esos valores representan en gran medida de manera acertada el comportamiento de la ionosfera.

Se calculó el Error Medio Cuadrático (emc) con el fin de determinar cuál de los modelos: Klobuchar, NeQuick2, SAMI3 y datos IONEX, presenta menos error y por ende determinar cuál es el modelo o dato más eficaz para determinar el TEC en zonas de latitudes geomagnéticas bajas, particularmente en este caso para Colombia. El cálculo del EMC, se realizó por medio de la ecuación (3-1).

A continuación, se presenta la tabla de los valores de EMC, para los 24 días de estudio, además a esta tabla se le suman los valores de correlación calculados para cada uno de los 4 modelos y datos ionosféricos estudiados contra el modelo de CLG. En la Tabla 3-3 se pueden observar los valores resultantes de EMC y coeficientes de correlación para cada día estudiado.

Tabla 3-3. EMC y coeficientes de correlación de Pearson en torno al modelo CLG.

Día	EMC (TECU)				Coeficientes de correlación			
	NeQuick2	SAMI3	IONEX	Klobuchar	NeQuick2	SAMI3	IONEX	Klobuchar
Enero 1 (7UT)-Enero 2 (7UT)	12,78	16,37	11,61	13,60	0,627	0,616	0,725	0,706
Enero 20 (7UT)-Enero 21 (7UT)	18,35	20,08	16,02	20,09	0,225	0,075	0,513	0,031
Febrero 8 (7UT)-Febrero 9 (7UT)	11,93	13,91	8,82	13,87	0,612	0,567	0,698	0,378
Febrero 19 (0-24UT)	15,30	20,72	15,25	20,63	0,591	0,429	0,656	0,414
Marzo 20 (7UT)-Marzo 21 (7UT)	21,46	32,98	12,01	32,25	0,765	0,646	0,916	0,586
Marzo 30 (7UT)-Marzo 31 (7UT)	31,60	44,05	17,24	43,64	0,835	0,724	0,925	0,703
Abril 4 (7UT)-Abril 5 (7UT)	15,11	28,77	14,57	32,29	0,880	0,725	0,907	0,646
Abril 16(7UT)-Abril 17 (7UT)	15,49	21,55	15,73	23,36	0,755	0,694	0,808	0,778
Mayo 13 (7UT)-Mayo 14 (7UT)	15,54	18,40	13,57	25,76	0,917	0,937	0,954	0,913
Mayo 24 (7UT)-Mayo 25 (7UT)	14,22	21,05	12,74	25,24	0,9370	0,881	0,936	0,908

Junio 7 (0-24UT)	11,37	10,59	16,29	13,71	0,647	0,696	0,334	0,594
Junio 20 (7UT)-Junio 21 (7UT)	20,97	22,14	17,83	24,08	0,741	0,820	0,797	0,869
Julio 15 (7UT)-Julio 16 (7UT)	14,34	15,47	9,30	15,69	0,608	0,769	0,845	0,714
Julio 23 (0-24UT)	12,42	14,06	10,66	13,80	0,701	0,829	0,796	0,742
Agosto 9 (7UT)-Agosto 10 (7UT)	12,19	17,52	8,22	23,01	0,908	0,890	0,878	0,792
Agosto 18 (7UT)-Agosto 19 (7UT)	20,56	26,12	17,83	32,69	0,738	0,764	0,757	0,628
Sept 6 (7UT)-Sept 7 (7UT)	13,29	19,36	13,56	23,49	0,778	0,849	0,781	0,780
Sept 22 (0-24UT)	23,93	34,03	19,76	38,86	0,720	0,774	0,735	0,569
Octubre 8 (0-24UT)	18,70	25,31	19,46	32,04	0,659	0,698	0,671	0,688
Octubre 24 (0-24UT)	18,90	33,41	19,60	35,20	0,686	0,680	0,687	0,679
Nov 1 (7UT)-Nov2 (7UT)	20,48	27,94	21,76	27,95	0,633	0,821	0,619	0,761
Noviembre 10 (0-24UT)	28,24	39,29	29,97	40,94	0,467	0,526	0,428	0,392
Diciembre 10 (0-24UT)	69,20	79,55	63,84	81,90	0,224	0,132	0,551	-0,018
Diciembre 21 (0-24UT)	18,73	19,86	17,50	26,46	0,512	0,600	0,596	0,363

Para este análisis, se decidió desestimar los resultados de IONEX, considerando que lamentablemente la muestra no es significativa, debido a que se tomó en la estación BOG, única estación de Colombia vinculada a la red del IGS, es decir que este el único punto en Colombia en el cual se cuenta con observaciones reales y no están sujetas a la propagación de los errores relativos a la interpolación de todo el país. En este caso, los datos IONEX se tomaron como una referencia, siendo el espíritu de esta investigación, el estudio de los otros modelos planteados, pensando sobre todo en cálculos predictivos del TEC, sin embargo, es una buena conclusión, el hecho de identificar su buen comportamiento para puntos muy cercanos o coincidentes con la posición de las estaciones IGS.

Al observar la Tabla 3-3, se comprueba como el modelo NeQuick2 es el que mejores resultados presenta al no tomar en cuenta los de IONEX, es decir que los datos calculados con el modelo Nequick2 son los más acertados y cercanos a los presentados con el modelo de Combinación Libre de Geometría.

Gráficamente se puede apreciar que el modelo que mejor respuesta presenta con respecto a los valores de TEC obtenidos a partir del modelo libre de geometría es el modelo NEQUICK como se ilustra en la Figura 3-2 que representa los resultados en algunos de los días estudiados.

Figura 3-2. Graficas Modelo libre de geometría y Modelo NeQuick2 en diferentes días.

Las líneas azules son los valores de TEC calculados con el modelo de Combinación Libre de Geometría y las de color rojo corresponde a los valores de TEC calculados con NeQuick2.

3.1.6.1. Fortalezas y Debilidades de los modelos ionosféricos y fuentes de datos TEC estudiados

A lo largo del proyecto, con las ejecuciones de los modelos y sus resultados se identificaron fortalezas y debilidades de cada uno, estas se presentan a continuación:

3.1.6.2. NEQUICK2

Debilidades:

- Este modelo no está completamente diseñado para predecir el comportamiento de la ionosfera bajo las condiciones anómalas de la franja de anomalía ecuatorial, pues está diseñado para estudiar la dinámica de la ionosfera en latitudes geomagnéticas medias.
- A pesar de que el parámetro F10.7 puede indicar el comportamiento de la radiación solar aportada a la Tierra, este índice termina siendo un valor único que generaliza el comportamiento de la radiación solar, incluso para días de eventos solares.

Fortalezas:

- Permite obtener el contenido total de electrones no solo sobre una trayectoria cenital sino también sobre una trayectoria inclinada que se puede definir durante la ejecución del programa siendo muy útil para estimar el TEC a lo largo de la trayectoria de una señal GNSS al atravesar la ionosfera.
- La obtención de resultados es inmediata para la hora UT especificada en los parámetros de entrada facilitando así el estudio de la ionosfera en horas puntuales.

3.1.6.3. Modelo IONEX IGS

Debilidades:

- Los datos IONEX presentan una debilidad grande, y es que su estimación del TEC se basa en observaciones GNSS de una cantidad muy escasa de estaciones, con una distribución poco adecuada, lo cual limita la exactitud de la determinación del TEC a la cantidad de estaciones de observación cercanas a un punto. Debido a lo anterior las zonas que no estén cercana a una estación de observación para productos IONEX estará muy expuesta a la exactitud que aporte la interpolación y entonces los puntos de la malla IONEX no estarán relacionados con el verdadero comportamiento del TEC.

- El modelo IONEX ofrece los valores de TEC para intervalos de 2 horas siendo este un tiempo muy prolongado para explicar la realidad de la ionosfera ante eventos de alteraciones magnéticas o fulguraciones solares, por ejemplo, pues estos fenómenos se presentan de manera repentina.

Fortalezas:

- Este formato de intercambio es extremadamente útil para explicar el comportamiento de la ionosfera a escala global presentando enormes cantidades de información.
- Una gran fortaleza se presenta cuando los datos TEC interpolados sobre un punto estudiado están cerca de una estación de observación IGS para el cálculo de datos IONEX pues así las inexactitudes debido a la lejanía de una estación de observación se ven altamente disminuidas; caso que se presentó para este proyecto donde la estación utilizada BOGT es una de las estaciones que utiliza la IGS para el cálculo de IONEX.
- Es un formato muy práctico en cuanto a extracción de la información, pues es muy homogéneo y entendible para cualquier tipo de usuario que maneje herramientas GNSS.

3.1.6.4. KLOBUCHAR

Debilidades:

- Este es un modelo muy limitado en cuanto a determinación del TEC, pues tiene rangos y un comportamiento ya establecido. Este comportamiento ignora las variaciones del TEC en horas de la mañana y en la noche. También asume que la ionosfera presenta mayor actividad de ionización en torno a las 14 horas locales.

- Utiliza coeficientes para escalar la función de cálculo de retraso para un día determinado, ignorando así los posibles eventos solares de un día dado. Dado a lo anterior el modelo termina siendo descartable para días de eventos.
- Este modelo solo presenta correcciones óptimas de hasta un 50% del valor medio cuadrático para las coordenadas debido al error ionosférico.

Fortalezas:

- Este es uno de los modelos ionosféricos más utilizados, debido a su baja complejidad computacional y a que sus coeficientes son los enviados en el mensaje de navegación por el GPS, por lo que resulta de gran importancia cuando se trabaja en modo de navegación con receptores de una sola frecuencia.

3.1.6.5. SAMI3

Debilidades:

- Estima el comportamiento de la ionosfera y sus variaciones de acuerdo a un índice A_p y a un $F_{10.7}$ diario, asumiendo que un valor promedio diario puede explicar el comportamiento completo de un día.

Fortalezas:

- Conceptualmente es un modelo muy completo pues calcula el contenido total de electrones con base en la ionización de siete gases presentes en la ionosfera: (hidrógeno (H), helio (He), nitrógeno (N), oxígeno (O), Nitrógeno molecular (N_2), Óxido nítrico (NO) y Oxígeno molecular (O_2)).

Este modelo está creado para el uso en latitudes geomagnéticas media a bajas, lo que conceptualmente lo hace ser el más adecuado para zonas como Colombia.

- Este modelo permite estudiar la ionosfera continuamente según los tiempos establecidos por el usuario, sin embargo, para los resultados publicados por el CCMC se presentan intervalos mínimos de 15 segundos.
- Utiliza dos índices para explicar de la mejor manera posible el comportamiento de la radiación solar aportada a la Tierra y de los cambios del campo geomagnético mediante los índices Ap y F10.7.

3.1.7. Comparación de modelos y datos TEC con el modelo CLG

El proceso de validación se realizó utilizando los valores de TEC calculados del modelo de combinación libre de geometría como los verdaderos para compararlos con los valores de TEC calculados por medio de los 4 modelos y datos estudiados en este proyecto. La validación se hace mediante valores de TEC obtenidos por el modelo de combinación libre de geometría en pseudodistancias de código pues al utilizar datos de días con condiciones especiales de actividad, se considera que es un buen método para validar la respuesta de los modelos a eventos solares fuertes. Además, se ha demostrado en el análisis de los resultados que los valores de TEC obtenidos por medio del modelo de CLG presentaron un comportamiento semejante a los valores de rayos X, lo que implica que esos valores representan en gran medida de manera acertada el comportamiento de la ionosfera.

3.1.7.1. Modelación de la ionósfera colombiana a partir de la obtención de STEC utilizando observaciones GNSS y el modelo Libre de Geometría

En esta etapa, se construyó una herramienta en Matlab para la descarga automática de datos GNSS de un grupo de estaciones permanentes de la zona estudiada y la posterior generación de mapas TEC a partir del cálculo del STEC. Para este propósito, se utilizó el modelo matemático de combinación lineal libre de geometría, como se explica en el apartado 2.6.3.1.

En el desarrollo de la herramienta de generación de mapas TEC, se utilizaron los datos RINEX de observación y navegación de 41 estaciones permanentes GNSS pertenecientes a las redes MAGNA-ECO (Colombia), RBMC (Brasil), CORS (América), IGS (América), de las cuales 32 corresponden a estaciones colombianas, y los 9 restantes corresponden a países vecinos. Se incluyeron estas 9 externas al territorio colombiano, con el fin de evitar que el error de bordes afecte la zona de interés del estudio. La Figura 3-3 presenta el mapa con la localización de las estaciones seleccionadas representadas por un punto color rojo.

Figura 3-3. Mapa de estaciones GNSS seleccionadas en la zona de estudio.

Los datos GIS utilizados en la investigación son las capas de la unidad administrativa Global (GAUL) de la FAO del 2008, que incluye límites regionales y unidades administrativas de los países, niveles departamentales y municipales.

3.1.7.2. Gestión de datos

En el proceso de descarga de archivos RINEX de observación y navegación de las estaciones seleccionadas, se identificaron los servidores FTP con su respectivo usuario y contraseña, estos fueron configurados para la descarga automatizada de datos a partir de la utilización de uno de los módulos del software GPSTools, en el lenguaje de programación de MATLAB.

Las fuentes de Datos de estaciones permanentes (CORS) configuradas en la aplicación se presentan a continuación:

Entidad: CDDIS/CORS

Servidor: cddis.gsfc.nasa.gov/gps/data/daily/ (Sin usuario, ni contraseña)

Servidor: <ftp://www.ngs.noaa.gov/cors/> (Sin usuario, ni contraseña)

Entidad: Centro Nacional de Procesamiento de Datos GNSS Costa Rica

Servidor: <ftp://www.cenat.ac.cr/gps>

Entidad: COLOMBIA-IGAC

Servidor: [190.24.137.74](ftp://190.24.137.74) (Nombre usuario: anonimo, Contraseña: anónimo) En el FTP solo aparecen los últimos 60 días.

Entidad: IGNTG – PANAMA

Servidor: <ftp://168.77.211.56/> (Nombre usuario: anonimo, Contraseña: anónimo)

Entidad: UNAVCO

Servidor: <ftp://data-out.unavco.org/pub/rinex/obs/> (Sin usuario, ni contraseña)

Entidad: COSTA RICA

Servidor: <http://www.cnpdg.una.ac.cr/index.php/datos-gnss/datos-rinex>

Las estaciones utilizadas se presentan en la Tabla 3-4. Estaciones incluidas en la construcción del mapa TEC.

Tabla 3-4. Estaciones incluidas en la construcción del mapa TEC.

ID	Estación	Latitud	Longitud	Altura	País	RED	AGENCIA
1	AGCA	8.3150	-73.5954	200.891	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
2	ALBE	7.7605	-73.3894	132.596	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
3	AMCO	-7.8720	-65.3340	75.874	Brasil	RBMC	IBGE
4	ANDS	12.5863	-81.7007	16.219	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
5	APTO	7.8778	-76.6324	45.164	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,CORPOURABA
6	BEJA	7.0606	-73.8756	93.537	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
7	BOGA	4.6387	-75.9201	2610.4	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC, DGFI
8	BQLA	11.0197	-74.8496	56.8	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,UdelN
9	BNGA	7.1049	-73.1238	959.7	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
10	BOAV	2.8452	-60.7011	69.502	Brasil	IGS+, RBMC	IBGE
11	BOGT	4.6401	-74.0809	2576.357	Colombia	IGb08	JPL,UNAVCO,SGM-CO
12	BUEN	3.8820	-77.0104	57.761	Colombia	IGS+,MAGNA-	IGAC,UniValle-SP
13	CRO1	17.7569	-64.5843	-31.9558	Virgin Islands,	CORS	NRAO
14	CRUZ	-15.6112	-72.6721	235.994	Brasil	RBMC	IBGE
15	DAVI	8.4255	-82.4338	67.211	Panamá	Panama-CORS	IGNTG
16	CALI	3.3758	-76.5326	1033.9	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC, UniValle-OSSO
17	CANO	6.1852	-67.4821	50.7	Colombia	IGS+,MAGNA-	IGAC
18	CUCU	7.8984	-72.4879	313.6	Colombia	IGS+,MAGNA-	IGAC,UFPS
19	FQNE	5.4673	-73.7348	2602	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
20	GARA	5.0813	-73.3600	1755.8	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
21	GVRE	2.5717	-72.6412	207.762	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
22	IBAG	4.4280	-75.2147	1216.093	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
23	ISCO	5.5443	-87.0558	10.352	Costa Rica	COCONET	UNAVCO
24	MANA	12.1489	-86.2490	71	Nicaragua	CORS	INETER
25	MEDE	6.1995	-75.5789	1562.73	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,EAFIT
26	PAMP	7.3842	-72.6478	2368.98	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
27	PERA	4.7925	-75.6895	1496.742	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,UTP
28	POPA	2.4431	-77.3988	1782.2	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
29	PSTO	1.2117	-77.2771	2569.099	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,IGAC-DTN
30	QUIB	5.6996	-76.6567	57.912	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
31	RIOH	11.5132	-72.8697	12.483	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,UniGuajira
32	RIOP	-1.6506	-78.6511	2817.164	Ecuador	IGS	JPL,UNAVCO,IG-EC
33	SAGA	0.1439	-67.0578	94.869	Brasil	IGS+,RBMC	IBGE
34	RUBI	3.7934	-71.4236	213.9	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
35	SAMA	11.2252	-74.1871	22.71	Colombia	IGS+,MAGNA-	IGAC,UniMagdalena

36	SINC	9.3156	-75.3877	201.262	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC
37	TUMA	1.8223	-78.7304	25.782	Colombia	MAGNA-	IGAC,DIMAR,CCCP
38	TUNA	5.5313	-73.3639	2831.847	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,IGAC-DTB
39	VALL	10.4740	-73.2520	208.494	Colombia	MAGNA-ECO	IGAC,RJC-Cesar

A partir de los datos obtenidos de estas estaciones, se construyeron mapas TEC horarios para el territorio colombiano, permitiendo apreciar los cambios en la densidad de electrones a lo largo del día y su ubicación dentro de la cresta norte de la franja de anomalía ecuatorial. (Figura 3-4)

Figura 3-4. Comportamiento del TEC en Colombia para el día 14 de abril de 2014.

Los resultados obtenidos se validaron mediante comparación con mapas TEC suministrados por el BOSTON COLLEGE a través del proyecto LISN, que genera

mapas TEC con una resolución similar a la obtenida en este estudio; esto permitió comparar pixel a pixel los valores de TEC de ambos mapas (Ver Figura 3-5). Se concluyó que los mapas obtenidos en este ejercicio son de muy alta confiabilidad por el mayor número de estaciones utilizadas y que las zonas donde se presentan más discrepancias son zonas en las cuales el proyecto tiene más estaciones permanentes que las entidades de las cuales se tomaron los datos, a pesar de que estas en total tengan más estaciones que LISN.

Figura 3-5. Diferencias píxel a píxel de los valores TEC obtenidos en el estudio, con respecto a los suministrados por LISN.

En un amplio porcentaje las diferencias se encuentran entre 0 y 5 TECU.

Las diferencias también se incrementan en las horas críticas y en los eventos solares fuertes, esto indica que efectivamente la variabilidad que aportan los eventos súbitos va más allá de la incapacidad de adaptarse de un modelo predictivo, debido a la

magnitud y aleatoriedad de los cambios en la ionósfera, también tiene implicaciones asociadas a la cantidad de información y cobertura espacial de la instrumentación.

La estimación del contenido total de electrones a partir de la aplicación del modelo Libre de geometría en observaciones GNSS, aporta información cuantitativa valiosa en el marco de una visión de TEC de capa simple, sin embargo, la ocurrencia de fenómenos comunes en la zona de anomalía ecuatorial, como las burbujas de plasma, eventos como las ondas de gravedad (AGWs) y en general fenómenos asociados a la existencia de diferentes niveles de densidad y composición apreciables en la ionósfera, hacen indispensable estudiar la ionósfera de latitudes geomagnéticas bajas, instrumentalmente, pero desde un punto de vista multi-capa, que permita explicar algunos comportamientos que sólo a la luz de mediciones directas y análisis temporal, pueden ser explicados.

Efectuando una revisión de la instrumentación básica existente en la actualidad, se encontró la utilización de monitores de señales de baja frecuencia, para el estudio del comportamiento de la capa D de la ionósfera y fue el primer paso en el planteamiento de una serie de instrumentos que permiten monitorear el comportamiento de la ionósfera y que dan una respuesta importante y concreta a la necesidad de información proveniente de medición directa y a la detección en tiempo real de fenómenos súbitos, que los modelos predictivos generalmente diseñados para latitudes geomagnéticas medias, son incapaces de asimilar.

3.2. Desarrollo instrumental

Un primer acercamiento a la instrumentación para entender los fenómenos asociados a la franja de anomalía ecuatorial, fue a través de los monitores solares.

En esta etapa se investigó sobre el conocimiento de la capa D de la ionosfera a partir de instrumentos de medición indirecta, para esto, se plantea la utilización del

monitoreo de señales VLF (Very Low Frequency), para el monitoreo de la actividad solar y sus efectos en la capa inferior de la ionosfera.

3.2.1. Monitor SID

Los monitores de actividad solar SID, cuyo nombre se adquirió por sus siglas en inglés Sudden Ionospheric Disturbances space weather monitor, son instrumentos para medir los efectos en la Tierra de las erupciones solares y en general de la actividad solar y su incidencia en la ionosfera. Su nombre, sigla en inglés que significa Solar Ionospheric Disturbance, o monitor SID, permite detectar los cambios en las transmisiones de radio, de ondas de muy baja frecuencia (VLF) que rebotan entre la superficie de la Tierra y la ionosfera. A esta banda pertenecen frecuencias que no son capaces de atravesar la capa D de la ionósfera, obligando estas ondas a chocar y reflejarse entre dicha capa y la superficie de la Tierra, oscilan entre 3 kHz y 30 kHz; Dado que la distancia h que los separa (60-100 km) es comparable con la longitud de onda en esta banda (100 km- 10 km), la propagación se modela como una onda esférica guiada, con pérdidas (Wait & Spies, 1964).

Entre las bandas LF y VLF del espectro, la ionosfera y la Tierra se pueden considerar como el techo y el piso de una onda guiada que propaga su energía alrededor de la Tierra.

Las ondas VLF se pueden encontrar en la atmósfera, provenientes de dos posibles tipos de fuentes, por una parte se encuentran las fuentes naturales, como son las tormentas eléctricas y algunos fenómenos naturales que generan ondas VLF y que en determinado momento producen interferencias con instrumentos basados en este tipo de frecuencias, por otra parte están las fuentes artificiales, que son instalaciones gigantescas creadas por el hombre, con el fin de establecer comunicaciones fundamentalmente a grandes distancias y entre instalaciones en Tierra y emplazamientos submarinos, dado que en esta banda, las señales atraviesan el agua,

pero rebotan en la Tierra y en la ionosfera, permitiendo llegar a lugares sub-acuáticos muy lejanos, a profundidades de hasta 20 metros .

La transmisión en esta banda implica un sistema de antenas de un área muy grande, debido a las características de la señal, esto implica una gran inversión y una aplicación fundamentalmente militar, por esto, las estaciones existentes, pertenecen a las grandes potencias militares del mundo, con el fin de comunicarse con sus flotas sub-marinas.

La OTAN tiene una red de decenas de emisoras VLF en todo el mundo, Rusia ha construido seis, dos de ellas en los países vecinos Bielorrusia y Kyrgyztan otros países como estados unidos y Japón entre otros, poseen múltiples estaciones de este tipo por todo el mundo. (Ver Figura 3-6)

Figura 3-6. Distribución de estaciones VLF en el Mundo.

<http://beta.iswi-secretariat.org/iswi-projects/instruments/awesomesid/>

Al monitorear la intensidad de la señal recibida en un punto dado, proveniente de una de las estaciones VLF del mundo, esta cambia con los efectos que el Sol produce en la ionósfera de la Tierra. Al aumentar la ionización, la altura (z) de la capa D disminuye y al disminuir la ionización la altura z aumenta, por lo tanto, se alteran los puntos donde la señal se refleja, la trayectoria cambia y la intensidad de la señal varía (ver Figura 3-7). Los monitores SID hacen el seguimiento de estos cambios en la intensidad de la señal.

Figura 3-7. Principio de funcionamiento de un monitor SID.

En la etapa exploratoria experimental, se inició con el estudio del funcionamiento y aplicabilidad de un monitor solar, sin embargo, la información generada por el monitor solar, consiste únicamente en las intensidades de la señal monitoreada en el tiempo. Esto permite identificar los periodos de mayor o menor actividad solar en términos de la llegada de energía y, por lo tanto, de mayor excitación ionosférica.

Para explorar esta técnica, se contactó al centro de investigación solar de la universidad Stanford, (Stanford Solar Center) quien desarrolló un instrumento para monitorear la actividad del sol, de manera indirecta, mediante el estudio del comportamiento de las señales VLF de hasta 6 estaciones.

Este instrumento fue donado gratuitamente al laboratorio de procesamiento de datos GNSS de la Universidad del Valle, como aporte al presente estudio por dicha entidad, quien los distribuye por medio de la Sociedad de Astrónomos Aficionados de los Estados Unidos, a colegios y universidades, con el fin de instrumentar en diferentes posiciones geográficas y construir una red de monitoreo de la actividad del sol. Este instrumento se utilizó como una primera aproximación al estudio del comportamiento de la actividad solar, mediante el monitoreo indirecto de la capa D de la ionosfera, cuya excitación junto con la de los demás estratos E,F1,F2, ya se explicó en capítulos anteriores.

3.2.1.1. Monitor Super SID

Se obtuvo un equipo desarrollado por la universidad de Stanford llamado Super SID, para el cual fue necesario el diseño y construcción de una antena de bucle, bajo unas especificaciones acordes con las frecuencias y longitudes de onda que recibe el instrumento.

Se trata de un instrumento para medir los efectos en la Tierra de las erupciones solares mediante el seguimiento de los cambios en las transmisiones de radio, de ondas de muy baja frecuencia (VLF) que parten de estaciones transmisoras en la superficie de la Tierra (Tabla 3-5. Estaciones **monitoreadas y sus características.** , para posteriormente curvarse en la capa inferior de la ionósfera y regresar a la superficie terrestre a modo de reflexión (Figura 3-8).

Figura 3-8. Monitor Super SID.

La Intensidad de la señal de estas ondas cambia con los efectos que el sol produce en la ionósfera de la Tierra al añadir ionización, y por lo tanto altera los puntos donde las ondas rebotan. El monitor Super SID hace el seguimiento de estos cambios en la intensidad de la señal. Este instrumento es muy sencillo, conformado por un circuito con varios pre amplificadores y elementos que transforman la señal eléctrica análoga recibida por la antena desde las estaciones VLF, en señal digital de audio que es ingresada a un PC por medio de su tarjeta de sonido, para ser recibida, muestreada y

procesada por una aplicación desarrollada en lenguaje de programación Python, que genera los valores de intensidades de las señales y gráficos de las mismas en el tiempo, se requiere para su uso, una buena tarjeta de sonido y la construcción de una antena de bucle, localizada en un sitio preferiblemente elevado, orientada con la direccionalidad de la antena hacia el transmisor y sin que tenga contacto con elementos metálicos ni interferencia de muy baja frecuencia. Se debe tener en cuenta que naturalmente se encuentran fuentes de generación de señales VLF como las tormentas eléctricas que pueden afectar los datos del instrumento.

Las estaciones monitoreadas y sus características se presentan en la Tabla 3-5.

Tabla 3-5. Estaciones monitoreadas y sus características.

Estación	Frecuencia (Hz)	Localización	Latitud	Longitud
NAA	24000	Cutler, ME	N 44° 38' 41.77"	W 067° 16' 53.90"
		Locator: FN64ip	(+44.644936°)	(-067.281639°)
NLK	24800	Oso Wash, Jim Creek, WA	N 48° 12' 12.55"	W 121° 55' 0.58"
		Locator: CN98ae	(+48.203487°)	(-121.916827°)
NML	25200	La Moure, ND	N 46° 21' 57.56"	W 098° 20' 8.30"
		Locator: EN06ti	(+46.365990°)	(-098.335638°)
NPM	21400	Pearl Harbour, Lualuahei, HI	N 20° 25' 12.60"	W 158° 09' 4.10"
		Locator: BL01wk	(+20.420166°)	(-158.151140°)
NWC	19800	Harold E. Holt, North West Cape, Exmouth, Australia	S 21° 48' 58.78"	E 114° 09' 56.11"
		Locator: OG78be	(-21.816328°)	(+114.165586°)
JJI	22200	Ebino, Japan	N 32° 04' 34.94"	E 130° 49' 43.05"
		Locator: PM52jb	(+32.076372°)	(+130.828625°)

Fuente: <http://sidstation.loudet.org/stations-list-en.xhtml>

Inicialmente se elaboró un prototipo de antena con estructura en tubería de PVC y posteriormente se desarrolló el modelo de estructura final en fibra de vidrio, que brinda un mejor soporte y buenas condiciones de aislamiento y seguridad.

En términos generales es un circuito que resuena a una cierta frecuencia, en el cual un inductor concentra y almacena energía magnética, mientras que en un condensador de carga se concentra y por lo tanto almacena energía eléctrica.

La capacitancia está formada por la superficie metálica de cableado, en paralelo a lo largo del bucle. La resistencia del cable es pequeña, aunque siempre presente en un alambre y aumenta con la longitud del alambre. A medida que el campo electromagnético de una estación de VLF pasa por el bucle, una muy pequeña carga (entre 0,1 hasta 0.4 mili-voltios) de corriente eléctrica es inducida en el alambre, este modelo se tomó del diseño recomendado por la universidad de Stanford (Stanford Solar Center) en la construcción de monitores solares (Figura 3-9).

Figura 3-9. Principio de funcionamiento antena de bucle.

Alrededor de esta estructura se encuentra enrollado un cable de calibre muy bajo (0.2 – 0.4 mm) de cobre, a modo de embobinado que produce la inductancia requerida por la antena. La longitud de este cable, debido a que las longitudes de onda que se monitorean son muy grandes, debe ser proporcional a estas magnitudes; para este caso se utilizó una longitud de 120 metros en el primer prototipo, 360 en el segundo y 520 metros en el último diseño (Figura 3-10).

La funcionalidad de la antena y los rangos de captación de señal en el espectro fueron comprobados en la cámara anecóica de la escuela de telecomunicaciones de la

Universidad Politécnica de Madrid, para verificar y calibrar la recepción de la señal y asegurar que efectivamente se podían capturar las frecuencias en la franja VLF.

Las pruebas arrojaron que el rango de captación de señales para la antena muestreada es bastante amplio, cubriendo desde 10kHz hasta decenas de MHz.

Figura 3-10. Prototipo antena de Bucle.

Figura 3-11. Comportamiento diario de la amplitud de una señal VLF en una zona de latitud geomagnética media.

La Figura 3-11 muestra el comportamiento normal de una señal VLF a lo largo del día en una zona de latitud geomagnética media y es el patrón que se presenta como modelo en las diferentes fuentes de consulta sobre los monitores SID, ilustrando un periodo de mayor amplitud de la señal en la noche, un cambio brusco al amanecer donde decae y se conserva a lo largo del día para subir abruptamente al ocaso y repetir

el ciclo, todo esto enmarcado en la actividad solar diaria y el flujo de rayos X y radiación UV que esta implica.

3.2.1.2. Monitor SID UVALLE

A partir del instrumento donado por Stanford Solar Center y la asociación de astrónomos aficionados de USA, se construyó la estación UVALLE, esta se encuentra localizada en la ciudad de Cali-Colombia (Sur América), en el laboratorio de procesamiento de datos GNSS del área de Geomática de la facultad de Ingeniería de la universidad del Valle, con coordenadas $3^{\circ}22'29.794''$ de latitud norte y $76^{\circ}31'55.648$ de longitud oeste. Está conformada por un monitor Super Sid, y antena con estructura circular de PVC, de diámetro 1,20 m y un Cableado interno de 54 bucles (410m aproximadamente).

Esta estación se construyó con el fin de verificar el funcionamiento de la tecnología, sus características, requerimientos y dificultades en cuanto a su funcionamiento.

El logro de la correcta funcionalidad del instrumento se obtuvo tras una serie de pruebas, donde la mayor dificultad fue la reducción o eliminación de interferencias de señal debido a factores ambientales y la cercanía de dispositivos contaminantes del espectro. Para lograr esta correcta ubicación, fue necesario hacer uso de un analizador de espectro y un osciloscopio que permitiera verificar la correcta recepción de las frecuencias en la banda deseada. Otra de las condiciones relevantes para el correcto funcionamiento del sistema es la correcta orientación de la antena, dado que su forma circular sugiere intuitivamente una orientación frontal a la circunferencia, pero su direccionalidad es perpendicular a esta.

Figura 3-12. Resultados obtenidos en días de actividad solar baja del mes de Julio de 2012.

Uno de los resultados apreciables en los experimentos iniciales desarrollados, fue que esta “firma”, es decir la forma del gráfico de la intensidad de señal a lo largo del día en zonas de latitud geomagnética baja no es tan clara y el comportamiento a lo largo del día, si se analiza un día de actividad solar baja, presenta patrones completamente diferentes a los presentados en la

Figura 2-30, donde se diferencian claramente los cambios de la señal a diferentes horas del día; por el contrario, muestra un comportamiento de la señal que varía con la estación monitoreada, de tal forma que las estaciones más lejanas, recibidas con mayor atenuación presentan comportamientos casi a nivel de un ruido de alta frecuencia y baja intensidad, mientras que las estaciones más cercanas, si bien presentan algunas variaciones, estas siguen oscilando dentro de un rango muy bajo de intensidad como se indica en la Figura 3-12. Nótese en la Figura 3-13. **Resultados obtenidos en junio 22 y 23 de 2012.**, en ambos días típicos de actividad solar Baja, los rangos de amplitud de la señal, donde las estaciones en color azul amarillo y rojo, se encuentran por debajo de 100 unidades, mientras que las estaciones representadas en Magenta y verde están entre 150 y 700. Esta situación cambia de manera extrema, ante un evento solar, donde la llegada de una tormenta solar, altera los registros de amplitud de la señal a unos valores que oscilan en rangos completamente distintos.

Space Weather Message Code:

ALTEF3 Serial Number: 1922 Issue Time: 2012 Jun 23 1032 UTC CONTINUED ALERT: Electron 2MeV Integral Flux exceeded 1000pfu

Continuation of Serial Number: 1921

Begin Time: 2012 Jun 18 1405 UTC Yesterday

Maximum 2MeV Flux: 2518 pfu NOAA Space Weather Scale descriptions can be found at www.swpc.noaa.gov/NOAAscales

Potential Impacts: Satellite systems may experience significant charging resulting in increased risk to satellite systems.

Figura 3-13. Resultados obtenidos en junio 22 y 23 de 2012.

La Figura 3-13 muestra las firmas de las señales VLF de las mismas estaciones monitoreadas en la gráfica anterior, a la misma escala de medida pero en días de actividad solar elevada en los días 22 y 23 de Junio de 2012, como se aprecia los valores llegan a cifras entre 50.000 y 70.000 indicando la eficacia en la detección de eventos solares mediante esta técnica; a mano derecha se aprecia el reporte de la NOAA donde se valida el resultado mostrado por el instrumento.

Una de las verificaciones que se realizaron en este estudio, consistió en la comparación gráfica de los datos diarios de radiación X tanto para rayos X blandos como para Duros, provenientes del satélite Goes, con el fin de analizar el comportamiento de los incrementos en la radiación X, causante de la ionización en las diferentes capas de la ionósfera con respecto a las respuestas del monitor solar SID en la estación UVALLE.

Cabe anotar que la estación UVALLE está ubicada dentro de la cresta de ionización norte de la ionosfera y es de particular interés analizar el comportamiento de estos dos datos durante días que presentaron eventos súbitos solares.

La Figura 3-14 representa la comparación entre los resultados del monitor SID y dichas radiaciones diarias para el día 8 de febrero de 2013 y la Figura 3-15 muestra el mismo comparativo para el día 19 de febrero del mismo año.

Estos dos gráficos (Figura 3-14 y Figura 3-15) que se presentan como ejemplo de las comparaciones que se hicieron en 10 días con eventos significativos, dejan claro que el efecto de la llegada de los rayos X provenientes de eventos solares, registrados por el satélite GOES, pueden o no verse reflejados de manera instantánea en el comportamiento de la señal VLF, esto se atribuye a que la incidencia de la radiación X, proveniente del Sol, hablando en términos de eventos solares súbitos, depende de la mancha solar que la generó, su localización, magnitud y ángulo y punto de llegada a la Tierra considerando incluso la rotación de la misma y puede ocurrir que según estas características, la tormenta solar no sea captada en la latitud de la estación monitorea o la reacción de la señal aparezca tiempo después de que la perturbación de la atmosfera haga un recorrido importante hasta llegar al sitio de ubicación de la estación.

Figura 3-14. Comparativo intensidades monitor SID con rayos X-GOES del día 8 de febrero de 2013.

Figura 3-15. Comparativo intensidades monitor SID con rayos X-GOES del día 19 de febrero de 2013.

En este primer ejercicio desarrollado se logró convalidar el buen funcionamiento de la estación UVALLE ante Stanford Solar Center y se dio de alta esta estación dentro del repositorio de datos de esta institución. La Figura 3-16 muestra un ejemplo de los gráficos resumen del repositorio de datos VLF de Stanford para la estación UVALLE el día 30 de Julio de 2012.

La Figura 3-16, muestra sobre un gráfico las respuestas de intensidad de las señales monitoreadas por la estación UVALLE, todos los eventos solares reportados por la NOAA a lo largo del periodo de pruebas durante 2012 y 2013, se encontró que la estación que reporta un mayor porcentaje de captación de eventos solares es la estación NAA, es decir que en las respuestas de la estación NAA se aprecian picos de intensidad en los instantes de ocurrencia de eventos solares, con algunos desfases causados por llegada posterior del efecto del evento a la ionosfera local o por desfases debido a sincronización de tiempo del instrumento, problema que se abordó posteriormente.

Figura 3-16. Ejemplo de gráficos de datos de la estación UVALLE en Stanford para el 30 de julio de 2012.

Una vez explorado el funcionamiento de los monitores solares, se profundizó en el conocimiento de esta técnica de estudio de la capa D y se encontró una serie de investigaciones que permiten obtener mayor información no solo del comportamiento de la capa D de la ionósfera, sino también de su densidad y altura.

Para la etapa siguiente de la investigación, el resultado obtenido en los dos años de monitoreo con la estación SSID, con respecto a la estación de mejores resultados en cuanto a detección de eventos solares, es importante porque permitió establecer a la estación NAA como estación de referencia para el siguiente desarrollo.

3.2.1.2.1. Estación NAA

NAA es el código asignado a una estación transmisora de señales en la frecuencia VLF, para fines de sincronización de instrumentos y telecomunicaciones con estaciones submarinas construida por el gobierno de los estados unidos.

La estación NAA, pertenece al sistema de telecomunicaciones de la armada norteamericana, localizada en Cutler, Maine, posee un transmisor con una potencia nominal de salida de 2.000.000 de vatios, o 40 veces la potencia de cualquier emisora importante de radio comercial. y transmite a una frecuencia de 24000 Hz, lo que la ubica dentro del rango de la banda VLF.

Esta estación es una de las instalaciones más grandes y más poderosas de su tipo en el mundo, fue construida en enero de 1961, centrada en una península de casi 3.000 hectáreas en la costa de Maine en Machías Bay. Para el presente estudio se escogió esta estación, por ser la más cercana a la zona de interés en la ciudad de Cali-Colombia (4682 Kilómetros) y la señal transmitida por ella es captada con muy buena intensidad, según se pudo apreciar en diferentes pruebas realizadas con osciloscopio y analizador de señales.

El proceso para construir un instrumento para monitorear la capa D de la ionosfera implicó el estudio en detalle de algunos métodos desarrollados desde la década de 1970 por la Universidad de Stanford y estudios posteriores basados en la vigilancia de señales de ondas VLF asumidas como Propagación de ondas esféricas tridimensionales (Poulsen, William L., Inan Umran S., 1993). Este modelo del análisis geométrico de la propagación de estas señales por una reflexión ionosférica aparente detalla una vista que corresponde a una reflexión que dobla completamente la señal incidente en la ionosfera como se muestra en la Figura 3-17.

Figura 3-17. Geometría de la propagación de la señal VLF por reflexión ionosférica.

3.2.2. Cálculo del contenido de electrones de la región D de la ionósfera a partir de observaciones de señales VLF - Modelo matemático

3.2.2.1. Altura de la Capa D

Para encontrar el modelo matemático de la altura (z) de la capa D de la ionosfera a partir de la distancia (D) entre las estaciones de emisión y recepción y la diferencia de fase ($\delta\Phi$) de las ondas cielo y Tierra, se parte de la ecuación de la longitud de la trayectoria (L) de las ondas cielo para viajar de la estación transmisora a los puntos de la recepción. Como se aprecia en la Figura 3-17.

$$L = 2\sqrt{R^2 + (z + R)^2 - 2R(z + R)\cos\left(\frac{D}{2R}\right)} \quad (3-2)$$

Donde D es la distancia ortodrómica entre los puntos de emisión y recepción, R el radio de la Tierra. Como se aprecia en la Figura 3-17 y la ecuación (3-2), la propagación total dada por la trayectoria L es una función de la altura z entre la

superficie terrestre y la capa inferior de la ionosfera. Resolviendo la Ecuación (3-2) para z se tiene:

$$z = R \left(\cos \left(\frac{D}{2R} \right) - 1 \right) + \frac{1}{2} \sqrt{L^2 + 4R^2 \left(\cos \left(\frac{D}{2R} \right) \right)^2 - 4R^2} \quad (3-3)$$

Por lo tanto, para calcular z , se deben tener las distancias D y L . D se puede obtener en aproximación esférica resolviendo el triángulo esférico de vertices el punto de transmisión (Tx), el de recepción (RX) y el punto del polo norte (Figura 3-18), ecuación Figura 3-4. **Comportamiento del TEC en Colombia para el día 14 de abril de 2014.**

Figura 3-18. Cálculo de la distancia ortodrómica más corta.

$$\cos \left(\frac{D}{R} \right) = \sin \varphi_{Tx} \sin \varphi_{Rx} + \cos \varphi_{Tx} \cos \varphi_{Rx} \cos (\lambda_{Rx} - \lambda_{Tx}) \quad (3-4)$$

Donde φ_{Tx} es la latitud de la estación transmisora, φ_{Rx} La latitud de la estación receptora, and $(\lambda_{Tx} - \lambda_{Rx})$ la diferencia de longitudes.

La diferencia de fase ($\delta\Phi$) corresponde a la diferencia de las fases de las señales debido a la trayectoria recorrida por la onda cielo y la onda de superficie ($L-D$) es :

$$\delta\Phi = \frac{2\pi f(L-D)}{c} \quad (3-5)$$

Donde f = frecuencia; c = velocidad de la luz. Además, considerando la reflexión, la inversión de fase se calcula mediante (3-6):

$$\delta\Phi = \frac{2\pi f(L-D)}{c} + \pi \quad (3-6)$$

Para L se tiene:

$$L = \frac{\delta\Phi - \pi}{2\pi \frac{f}{c}} + D \quad (3-7)$$

Con el fin de ver las variaciones en la diferencia de fase ($\delta\Phi$) que se pueden esperar con los cambios de la altura (z) de la capa D, se utilizaron las expresiones de la (3-2) hasta la (3-6) para calcular las diferencias de fase para dos estaciones (receptor emisor) situados a distancia 4682.8 km, una onda de 24 kHz de frecuencia (longitud de onda 12491 m), y cuando z va de 60 a 180 km.

Figura 3-19. Diferencia de fase de las ondas directas y reflejadas en función de la altura de la capa D.

En estas condiciones experimentales, $(D - L)$ llega a alcanzar más de 50 km y en consecuencia la diferencia de fase llega a más de 4,21 ciclos completos o 26,49 radianes (Figura 3-19). Debido a que sólo se puede medir la parte fraccional de las diferencias

de la fase, no se puede utilizar este procedimiento para calcular distancias entre la estación transmisora y receptora, porque se tendrá siempre un número entero de longitudes de onda desconocidas (ambigüedad inicial).

Para superar esta dificultad y para poder obtener la altura z con las mediciones de fase, se planteó instalar dos estaciones receptoras, a una distancia adecuada y en línea con el transmisor para detectar diferencias de fase entre ellas. Se registraron las diferencias de fase entre las ondas de superficie y las del cielo en ambas estaciones. Es de aclarar que sólo es posible medir la fase de una señal y esto se hace con relación a una frecuencia interna que se obtiene de un reloj instrumental.

3.2.2.2. Determinación de la fase de la señal (P)

La diferencia de fase instrumental $\delta\Phi_{iRX}$ corresponde a los datos observados y se definen como la diferencia entre la fase directa y la fase reflejada menos la fase del reloj interno. En la estación receptora RX tenemos:

$$\delta\Phi_{iRX} = \delta\Phi_{RX} - \Phi_i = \Phi_{RX}^D - \Phi_{RX}^R - \Phi_i \quad (3-8)$$

Figura 3-20. Trayectoria de la señal en las dos estaciones.

Donde Φ_i es la fase instrumental Φ_{Rx}^D , es la fase de la onda directa a RX, y Φ_{Rx}^R es la fase de la onda reflejada en RX.

En las dos estaciones receptoras RX1 y RX2 a las distancias D1 y D2 de la estación emisora, (Figura 3-20) se tiene:

$$\delta\Phi_{iRX1} = \delta\Phi_{RX1} - \Phi_i = \Phi_{RX1}^D - \Phi_{RX1}^R - \Phi_i \quad (3-9)$$

$$\delta\Phi_{iRX2} = \delta\Phi_{RX2} - \Phi_i = \Phi_{RX2}^D - \Phi_{RX2}^R - \Phi_i \quad (3-10)$$

Donde:

$$\delta\Phi_{iRX1} - \delta\Phi_{iRX2} = \delta\Phi_{RX1} - \Phi_i - (\delta\Phi_{RX2} - \Phi_i) = (\Phi_{RX1}^D - \Phi_{RX2}^D) - (\Phi_{RX1}^R - \Phi_{RX2}^R) \quad (3-11)$$

Pero:

$$(\Phi_{RX1}^D - \Phi_{RX2}^D) = \frac{2\pi f}{c} (D2 - D1) \quad (3-12)$$

Pero de la **Figura 3-20. Trayectoria de la señal en las dos estaciones.** Figura 3-20 se infiere que :

$$(\Phi_{RX1}^R - \Phi_{RX2}^R) = \frac{2\pi f}{c} ((D2 - D1) \sin \alpha) = \frac{2\pi f}{c} \left((D2 - D1) \frac{D2}{2L} \right) = \frac{2\pi f}{c} \left(\frac{(D2 - D1) D2}{2\sqrt{z^2 + \left(\frac{D2}{2}\right)^2}} \right) \quad (3-13)$$

Entonces

$$(\delta\Phi_{iRX1} - \Phi_{iRX2}) = \frac{2\pi f}{c} (D2 - D1) - \frac{2\pi f}{c} \left(\frac{(D2 - D1) D2}{2\sqrt{z^2 + \left(\frac{D2}{2}\right)^2}} \right) \quad (3-14)$$

En la Figura 3-21 se pueden apreciar las diferencias instrumentales de las fases entre las estaciones RX1 y RX2, que deberían observarse de acuerdo con la ecuación **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) cuando la altura de la capa D va de 60 a 180 km, $f =$

24 kHz, $D2 = 4682,8 \text{ km}$ y $D2 - D1 = 783,455 \text{ km}$. Estos valores que utilizan son, aproximadamente, los mismos utilizados en el experimento realizado más Adelante en esta investigación.

Como se observa, las diferencias de fase instrumental entre las dos estaciones son menores que un ciclo, o 2π radianes, por lo que no tienen el problema de ciclo entero.

De la ecuación (3-14) se tiene:

$$z = \left(\left(\frac{D2 (D2 - D1)}{2 \left[(D2 - D1) - \frac{c}{2\pi f} (\delta\Phi_{iRx2} - \delta\Phi_{iRx1}) \right]} \right)^2 - \left(\frac{D2}{2} \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3-15)$$

Figura 3-21. Diferencias de las fases instrumentales.

Con esta ecuación se puede calcular la altura de la capa D a partir de las distancias $D1$ y $D2$ de las estaciones receptoras a la estación emisora, las diferencias de las fases instrumentales registradas ($\delta\Phi_{iRx2} - \delta\Phi_{iRx1}$) y algunas constantes.

3.2.2.3. Calculo de la densidad de electrones de la capa D

En esta sección se desarrolla la teoría basada en la relación entre la altura de la capa D y la densidad electrónica de la ionosfera.

De acuerdo con (Thomson, 1993) es posible modelar la densidad de electrones libres de la capa D ($N(z)$) en $e.m^{-3}$ mediante la siguiente expresión:

$$N(z) = 1.4 \times 10^{13} \times e^{-0.15H'} \times e^{\beta(z-H')} \quad (3-16)$$

Para la deducción de esta expresión Thompson siguiendo a (Wait & Spies, 1964), parte de la definición del parámetro de conductividad, que par la región D viene dado por la expresión:

$$\omega_r(z) = \frac{\omega_0^2(z)}{\nu(z)} = 2.5 \times 10^5 \times e^{\beta(z-H')} \quad (3-17)$$

Donde $\omega_r(z)$ es el parámetro de conductividad (dependiente de la altura z) y $\nu(z)$ es la frecuencia de colisión efectiva Electrón - neutral en función de la altura z en Km, esto corresponde a la frecuencia de colisión entre electrones y partículas neutras. Esta ecuación nos dice que el parámetro de conductividad aumenta exponencialmente con la altura a una velocidad determinado por la constante β denominada *factor de nitidez* y H' es la altura en km a la cual $\omega_r(z)$ es $2.5 \times 10^5 s^{-1}$

De acuerdo con (Morfitt, David G. ; Shellman, 1976) la frecuencia de colisión está dada por:

$$\nu(z) = 1.82 \times 10^{11} \times e^{-0.15z} \quad (3-18)$$

$$\omega_0^2(z) = \frac{N(z)e^2}{\varepsilon_0 m} \quad (3-19)$$

Siendo e carga de electrones, m su masa y ε_0 permitividad (constante dieléctrica) del vacío. Reemplazando los valores de estas constantes (e , ε_0 y m) en (3-19) se tiene:

$$\omega_0^2(z) = 3180 N(z) \quad (3-20)$$

Y reemplazando (3-18), (3-19) y (3-20) en **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se obtiene la expresión (3-16).

Por otra parte, en el trabajo de (Thomson, 1993) se presenta un análisis muy interesante de la variación H' y los parámetros β . Siguiendo el modelo de (Ferguson, 1998), que resume el trabajo de (R. M. Davis & Berry, 1977), considerando el ángulo cenital solar χ , la latitud, la actividad solar, el mes y el índice magnético se obtienen de las siguientes expresiones:

$$H' = 74.37 - 8.097 \cos \chi + 5.779 \cos \theta - 1.213 \cos \varphi - 0.044 X_4 - 6.038 X_5 \quad km \quad (3-21)$$

$$\beta = 0.5349 - 0.1658 \cos \chi - 0.0854 \cos \varphi + 1.296 X_5 \quad km^{-1} \quad (3-22)$$

Donde:

χ : ángulo cenital solar

θ : Latitud geográfica

φ : $2\pi(m - 0.5)/12$, Donde $m = 1$ para enero, 2 para febrero, etc.

X_4 : número de manchas solares de Zurich

X_5 : 0 o 1 para condiciones de perturbación magnética baja o perturbada

El número de manchas solares Zúrich, también es conocido como el número de Wolf, es, como ya se ha visto, una medida de la actividad solar diaria. Este método de recuento de número de manchas solares se introdujo por primera vez en 1848 por Johann Rudolph Wolf (1816-1893), que más tarde se convirtió en director del Observatorio de Zúrich. Se calcula utilizando

$$X_4 = k (10 g + f) \quad (3-23)$$

Donde g es el número de grupos de manchas solares y f es el número de puntos individuales. Dado que estas cifras varían dependiendo de la ubicación del observador (y las condiciones de observación), el equipo y el nivel de experiencia en la identificación de los puntos, siendo k un factor que intenta considerar las otras variables en la medición, teniendo en cuenta que los grupos de manchas solares típicas contienen cerca de 10 puntos de media.

El número de manchas solares internacional es coordinado por el Centro de Datos de índice de manchas solares en Bélgica, mientras que un segundo conjunto de números está determinado por la (NOAA) Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de los EE.UU.

Por otra parte, el ángulo cenital solar χ_z es función del tiempo, del día del año y de la latitud. Se puede calcular utilizando la relación:

$$\cos \chi_z = \sin \delta \sin \theta + \cos \delta \cos \theta \cos \omega \quad (3-24)$$

Donde δ es la declinación del Sol, θ la latitud (considerada positiva en el hemisferio norte) y ω el *ángulo horario*, equivalente a una medida de la hora local, es decir, está definido como el ángulo que la Tierra debe girar para situar el meridiano de la posición de observación en la vertical del sol. La declinación solar es función del día del año, pero es independiente de la posición. Varía desde los 23°27' del 21 de junio, hasta los -23°27' del 22 de Diciembre.

3.3. Desarrollo piloto

El presente estudio, planteó la necesidad de monitorear la actividad de la baja ionósfera, como un indicador del comportamiento del contenido total de electrones y como una aproximación a la dinámica ionosférica en la zona ecuatorial, para esto se abordó desde la metodología de los monitores solares SID y posteriormente desde un desarrollo más profundo, basado en los mismos principios.

Los requerimientos iniciales para el instrumento están acordes con el modelo matemático planteado. Este modelo requiere para su funcionamiento como variables de entrada, la fase de la señal monitoreada y la posición del transmisor y el receptor. Las posiciones son conocidas por documentación oficial de las estaciones transmisoras y por posicionamiento GNSS de la estación construida, sin embargo, la medida de la fase implica la captura y procesamiento de la señal, hasta la obtención de su fase. Por lo tanto, se planteó como objeto del instrumento la obtención de la fase de la señal estudiada y a partir de su procesamiento, generar valores de altura de la capa D de la ionosfera en el tiempo.

3.3.1. Estructura instrumental de un monitor D (MD)

El instrumento construido, (Figura 3-22) está formado por una antena de bucle, con un circuito de pre-amplificación de señales, conectada mediante cable coaxial al monitor de actividad ionosférica desarrollado, consistente en un equipo mixto que cuenta con un osciloscopio, un analizador de señales y un grabador de señales; este captura la señal análoga completa recibida por la antena de bucle, que abarca un amplio rango del espectro, desde aproximadamente 10Khz, hasta el rango de los MHz, el monitor captura la muestra y la convierte en una señal digital, para su procesamiento y remuestreo, sin embargo debido a limitaciones de memoria y capacidad de operación, la señal digital se discretiza en muestras de 4096 micro segundos, esta señal digital cruda, pasa a un ordenador mediante puerto USB y es

realizada en un lenguaje de programación, que captura la información y mediante la aplicación de un filtro de pasobanda, separa las muestras respectivas a las frecuencias de interés, NAA(24 kHz), NLK (24.8Khz), NML(25.2Khz), NAU (60 Khz) para calcular amplitudes de todas las señales y fase de la señal principal estudiada cada 10 segundos, insumo necesario para el cálculo de la altura de la capa D y densidades de electrones.

Algunos monitores de esta naturaleza, como por ejemplo el monitor Super SID, desarrollado por la universidad de Stanford, convierten la señal análoga en señal digital de audio, para ser ingresada al ordenador mediante la tarjeta de sonido, Este ejercicio se hizo inicialmente, encontrando la limitación de que las tarjetas de sonido vienen diseñadas a frecuencias de captura entre los 40 y los 48 kHz para los equipos estándar y hasta 96 kHz en tarjetas especializadas, no tan comunes en el mercado en el momento del desarrollo del instrumento, permitiendo capturar muestras para estaciones hasta de 24 kHz a 48 kHz respectivamente, conforme con el requerimiento de frecuencia de Nyquist . Adicionalmente, se consideró que la debilidad de la señal recibida requería una pre-amplificación para hacer más eficiente su procesamiento, por tanto se decidió cambiar el diseño a partir de tarjeta de sonido por un dispositivo que tenga una captura más estable que permitiera muestrear la señal en un rango de 100 KHz debido al interés de monitorear la señal NAU que es la más cercana a la estación UVALLE y que transmite a una frecuencia de 40 kHz de manera que el monitor debe poder muestrear por encima de los 80 kHz y el procesador del equipo debe soportar volúmenes importantes de información en procesos de tiempo real. Posteriormente, con el planteamiento de la necesidad de un segundo equipo localizado en línea con la primera estación y con la estación transmisora, se adoptó como señal principal a monitorear, la estación NAA de 24 kHz, por cuestiones prácticas relacionadas con su posición geográfica y por que la comprobación durante 8 meses de monitoreo continuo, resultó ser la señal que se recibe con mayor intensidad y estabilidad. Las otras estaciones sirven como validación en la detección de actividad solar anómala y de excitación de la ionosfera.

Para la sincronización de la señal de referencia se experimentó con una señal de tiempo GPS, pero los mejores resultados se obtienen mediante un sincronizador de rubidio de bajo costo y fácil consecución en el mercado de componentes electrónicas, dado que la baja velocidad de muestreo de un receptor GPS genera algunos saltos en la muestra tomada y la sincronización; esto es de vital importancia para garantizar el que sean idénticas las señales de referencia de las dos estaciones en línea y poder garantizar la condición matemática planteada en la ecuación (3-14).

Figura 3-22. Estructura de hardware MD.

3.3.2. Adquisición y procesamiento de la señal en un monitor MD

Como se puede apreciar en la Figura 3-22, el proceso inicia con la captura de una señal analógica cruda en un amplio espectro, captada mediante una antena de bucle, esta señal, debido a su magnitud entre 0.1 y 0.4 mv, es potenciada por un preamplificador y posteriormente ingresada en el analizador de señales del monitor, en el cual se efectúa un muestreo de la señal digitalizada. El programa desarrollado para el cálculo de amplitud y fase para las señales VLF, que se encuentran sumadas en una misma señal cruda recibida por el instrumento, está compuesto por 9 partes esenciales:

1. Carga de datos capturados por el monitor y definición de frecuencias. La señal compuesta cruda, se captura mediante una entrada USB que proviene del analizador de señales, que recibe la señal análoga y la discretiza en muestras de 4096 datos.

Figura 3-23. Estructura operativa.

2. Generación de señales de referencia para cálculo de desfase. Para esto se utiliza la señal de tiempo del reloj atómico de rubidio, que se encuentra sincronizado con un reloj de similares características ubicado en la segunda estación receptora en línea con la estación NAA.
3. Definición de los filtros pasobanda para las frecuencias NAA, NLK, NML y NAU. Como resultado se obtiene una muestra de cada señal para su estudio individual como se ilustra en la Figura 3-24.

Figura 3-24. Señales extraídas mediante filtro pasobanda.

4. Cálculo del valor rms para cada señal filtrada.
5. Interpolación de cada señal filtrada para tener una mejor reconstrucción de la señal y así determinar el ángulo de desfase con una resolución de 1 grado, un análisis de sensibilidad de esta variable efectuado mediante simulaciones efectuadas en el modelo del cálculo de la altura z de la ionosfera, permitieron establecer que un grado de incertidumbre en el desfase, genera una variación en el cálculo de la altura, de 0.76 m, que se considera despreciable, en virtud de la magnitud en Kilómetros que se desea establecer para la altura de la capa D y que evidentemente tampoco es significativo en el cálculo de la densidad electrónica de dicha capa.
6. Correlación cruzada entre cada señal filtrada y una señal de referencia para poder determinar el ángulo de desfase de las señales NAA, NLK, NML y NAU.
7. Aplicación de algoritmo de ajuste para determinar correctamente el desfase, debido al retraso que introducen los filtros en la respuesta.
8. Definición de los datos a guardar, su orden y generación del archivo.csv.
9. Graficación de la Amplitud y fase para las 4 frecuencias vs tiempo.

En este punto, el valor obtenido de fase, corresponde a un desfase, con respecto a la señal de referencia del monitor. Esta fase, como se indica en la expresión (3-9), debe ser restada con la fase obtenida en el segundo instrumento de funcionamiento idéntico, localizado en línea con la estación estudiada NAA representada en la Figura 3-20. **Trayectoria de la señal en las dos estaciones.** como T_x . El valor resultante corresponde al desfase de la señal original en el tramo correspondiente a la trayectoria entre las dos estaciones construidas en línea con la estación NAA y a partir de este valor, se extrapola el valor de desfase entre la estación NAA y la estación deseada, considerando los resultados de las simulaciones del modelo utilizado, presentado en la Figura 3-21. Con este valor de desfase, se calcula la altura (z) de la capa D mediante la expresión (3-15) y Finalmente se obtiene la densidad electrónica con la expresión (3-16).

3.3.3. Estaciones Monitoras de la capa D construidas (MD)

Como resultado del diseño planteado, se construyeron dos estaciones idénticas, la estación UVALLE, está localizada en la ciudad de Cali-Colombia, en el laboratorio de Procesamiento de datos GNSS del área de Geomática de la facultad de Ingeniería de la Universidad del Valle, con coordenadas latitud $3^{\circ}22'29.794''$ N; longitud $76^{\circ}31'55.648$ W . Cuenta con dos monitores conformados por dos antenas en estructura circular de PVC y fibra de vidrio respectivamente, de diámetro 1,20 m y un Cableado interno de 54 bucles (520m aproximadamente). El monitor UVALLE se construyó basado en tecnología VELLEMAN, PCGUI 2000, con capacidad de muestreo en el rango de 10Khz a 1Mhz, un sincronizador de tiempo mediante reloj atómico de rubidio 44.1 kHz - 50 MHZ y una plataforma en MATLAB para el procesamiento de las señales.

Figura 3-25. Localización de estaciones de monitoreo sobre Google Earth.

La segunda estación MD construida, tiene las mismas características que el monitor de la estación UVALLE, y se localizó en el municipio de Arjona, departamento de Bolívar- Republica de Colombia, con coordenadas Latitud $10^{\circ}15'18.10''N$, Longitud $75^{\circ}20'35.16''O$ colocada sobre un alineamiento con la estación NAA y UVALLE (ver Figura 3-25).

Los valores obtenidos de altura para la capa D oscilan en un rango que va entre los 50 y 100 Km, (Figura 3-26), presentando valores coherentes con los reportados por diferentes autores, sin embargo, se aprecia una gran variabilidad en la información, producto de diversos factores relacionados con el método de muestreo y algunos aspectos instrumentales.

Figura 3-26. Gráfico de salida Amplitud-Fase -Altura Capa D.

Durante el muestreo de la señal VHF con el receptor MD, se observan los valores de amplitud y fase con una variabilidad muy alta, que posteriormente se traduce en valores de altura y densidad electrónica de igualmente alta variabilidad. Esto proporciona evidencia de que, al menos por un rango de varios metros, el límite inferior de la capa D de la ionosfera no es una superficie completamente coherente, en el sentido del comportamiento especular contra la reflexión, lo que hace necesario tener un muestreo Tamaño y densidad suficiente para capturar la altura y las fluctuaciones de la densidad electrónica. Adicionalmente, en las muestras con 4096 puntos de datos, se encontró que, en términos de amplitudes, fases y alturas, se pueden ver tres tipos de rangos en los datos, involucrando dos supuestos; La primera es que las fluctuaciones en la amplitud de la señal recibida pueden llegar a ser tan grandes como aproximadamente dos veces la anterior, es decir, la superficie de esta capa fluctúa decenas de metros en microsegundos; O, la segunda suposición de que el instrumento está captando un eco secundario de la señal combinado con la respuesta primaria de la misma señal.

Suponiendo que si la superficie inferior de la capa D fuera relativamente estable (dentro de un intervalo de variabilidad) en los niveles de unidad de tiempo

muestreados, en teoría, la atenuación y la variación en las amplitudes de la señal serían similares y se obtendría una altura continua de la capa D.

Figura 3-27. Salida gráfica intensidad NAA, Altura Capa D, y densidad de electrones.

Se utilizaron valores de promedio móvil obtenidos de la muestra. Esto permitió obtener una señal con rangos de oscilación más estables en las alturas de la capa D. Algunos otros fenómenos percibidos por el instrumento también pueden ser causados por interferencias que pueden ser descartadas con una buena ubicación de la antena o por interferencia natural, como tormentas que generan ondas VLF y otros fenómenos relacionados con la anomalía ecuatorial que no ocurren necesariamente por efecto de Tormentas solares, La Figura 3-27 presenta una muestra de la salida de la aplicación, con cuatro gráficos de amplitud de la señal NAA, fase, altura de la capa D y densidad electrónica para una ventana de tiempo de cinco minutos.

Los valores de la altura de la capa D se pueden ver en el gráfico verde. En este caso los datos no han sido filtrados o suavizados y la variabilidad de los resultados se puede ver. Por otro lado, se puede ver en color rojo, la densidad electrónica de la capa D para la ventana de tiempo gráfica, esta densidad tiene un suavizado por promedio móvil; En la parte superior en color azul, la intensidad de señal de la estación seleccionada se puede ver a la izquierda y a la derecha la diferencia de fase entre las dos señales de las

estaciones Tx y Rx en este caso NAA - UVALLE. A partir de esta instrumentación, en algunos casos se pueden encontrar alturas muy bajas (entre 60 y 80 km) que deben ser objeto de verificación y estudio.

3.4. Desarrollo Avanzado. Implementación de una ionosonda electrónica para el monitoreo de la columna proyectada Tierra-Ionosfera mediante el uso de USRP

En el desarrollo de la investigación, se adelantó una pasantía en el radio-observatorio de Jicamarca (Perú), que es en este momento el radio observatorio más grande del mundo en su tipo, con el fin de participar en la primera escuela de ionosondas, patrocinada y desarrollada por el Boston College mediante su proyecto de monitoreo de la actividad ionosférica en zonas de latitudes bajas LISN. El objeto de este espacio académico, fue brindar capacitación en la construcción y mantenimiento de una ionosonda y en la interpretación de los datos provenientes de la misma.

A partir de esta experiencia se planteó la construcción de una ionosonda de tipo oblicua, consistente en un transmisor de ondas y una antena de alta potencia que permita transmitir pulsos electromagnéticos a diferentes frecuencias que puedan penetrar las diferentes capas de la ionósfera y uno varios receptores, con antenas de menor potencia que la transmisora, ubicados en lugares que no necesariamente coinciden con la ubicación de la antena transmisora (a diferencia de las ionosondas verticales), con los cuales se reciben las señales reflejadas en la ionósfera para calcular a partir de estas las alturas de penetración de cada señal, generando unos gráficos especiales denominados ionogramas, a partir de estos ionogramas, es posible calcular cuál es el contenido de electrones para que cada señal en una frecuencia determinada sea reflejada determinando el TEC en cada altura calculada en el ionograma.

Este desarrollo se adelantó en el marco de la presente investigación doctoral, en el laboratorio de procesamiento de datos GNSS del área de geomática de la Universidad del Valle, con el apoyo de la escuela de ingeniería eléctrica y electrónica de la

Universidad del Valle mediante un proyecto de investigación en el que se vinculó un trabajo de fin de carrera del estudiante de ingeniería electrónica Carlos F. Quiroga.

Este desarrollo implicó una inversión inicial de aproximadamente 3000 dólares en componentes electrónicos, a continuación, se presenta una descripción del proceso de desarrollo del instrumento.

Los electrones libres en la ionosfera afectan las ondas electromagnéticas que viajan por ella a una frecuencia de 3kHz a 30GHz. Estas ondas alteran el movimiento de los electrones libres y dependiendo de la cantidad y rango de movimiento de éstos y la frecuencia y amplitud de la onda incidente se generan efectos sobre éstas que van desde la absorción total, la reflexión y retrasos en fase.

La cantidad de energía que se refracta, se refleja, es transmitida o absorbida de la onda electromagnética se puede determinar a partir de la comparación entre la onda incidente y frecuencia de resonancia o la frecuencia del plasma.

Los plasmas no son estructuras rígidas, la fuerza electromagnética crea la organización de una colección de partículas cargadas, una vez el electrón es desplazado de la organización uniforme de iones, debido al campo alterno de la onda electromagnética incidente, el desplazamiento del electrón genera un campo eléctrico el cual intenta restaurar la neutralidad del plasma devolviéndolo a la posición original. Sin Embargo, debido a que se sobrepasa la inercia del electrón éste empieza a oscilar en su posición con una frecuencia determinada conocida como frecuencia plasmática, w_p .

La relación entre la densidad de electrones y la frecuencia plasmática se está descrita en la ecuación (3-25):

$$w_p = 2\pi f_p = \sqrt{\frac{Ne^2}{\epsilon_0 m_e}} \quad (3-25)$$

Donde

w_p : Frecuencia angular de plasma

f_p : Frecuencia de plasma,

N : Densidad de electrones,

$e = 1.6021766208(98) \times 10^{-19}$ (A s) : Carga sobre el electrón

$m_e = 9.10938356(11) \times 10^{-31}$ kg : Masa del electrón

$\varepsilon_0 = 8.854187817 \times 10^{-12}$ A² s⁴ kg⁻¹ m⁻² : Permitividad en el espacio libre

La frecuencia plasmática juega un papel fundamental en el índice de refracción y por lo tanto en la propagación en la ionosfera; el índice de fase de refracción en la ionosfera, μ_p , está dado en el caso más simple por la ecuación (3-26) e ilustra algunas características únicas de la propagación en medios ionizados comparados en medios no ionizados como los que ocurren en la baja atmosfera, se asume que no hay efectos del campo magnético de la Tierra, tampoco en presencia de una atmosfera neutral ni de los iones en los cuales los electrones libres son absorbidos. En realidad, estos efectos causan que las ondas de radio cuando se encuentran con la ionosfera se distorsionen:

$$n_p = \frac{c}{v_p} = \sqrt{1 - \frac{w_p^2}{w^2}} \quad (3-26)$$

Donde w es la frecuencia angular de la onda de radio transmitida, c es la velocidad de la luz en el vacío y v_p es la velocidad de fase de la onda de radio . (Bamford, 2000; Budden, 1988).

3.4.1. El radar ionosférico

En la actualidad las medidas que se asocian a la altura de la ionosfera se toman por dos tipos de sondeo, vertical y oblicuo. Estos operan bajo los mismos principios sin embargo la geometría del sondeo vertical es más directa de interpretar que las medidas de medición oblicua presentadas en la Figura 3-28.

Figura 3-28. Ionosondas vertical y oblicua.

Un radar ionosférico o una ionosonda es básicamente un radar de HF que consiste en transmitir pulsos electromagnéticos a diferentes frecuencias desde un punto determinado sobre la Tierra hacia la ionosfera y recibir el eco proveniente de ella en el mismo u otro punto sobre la Tierra, la señal enviada a la ionosfera se propaga hasta una altura donde la frecuencia de la onda de radio w es igual a la frecuencia del plasma ionosférico w_p , ocasionando, en este punto una máxima intensidad de reflexión. Por medio del procesamiento del eco medido entre las señales de emisión y recepción se puede inferir la altura a la cual sucede la reflexión, sin embargo, ésta no es la altura real sino la que ocurriría si la señal enviada tuviera una velocidad igual a la de la luz en el vacío por lo que se le conoce como altura virtual h_v , la cual constituye un parámetro fundamental en la construcción de un perfil ionosférico o ionograma (Merril I Skolnik, 1990).

3.4.2. Rango, resolución y ecuación del radar

La ionosonda envía un tren de pulsos hacia el “tarjet” y con el tiempo de demora del eco Δt se calcula el rango R desde la estación de transmisión hasta la distancia a la que están cada una de las capas ionosféricas respecto a la superficie terrestre.

Este cálculo de distancia está dado por la ecuación (3-27)

$$R = \frac{c \cdot \Delta t}{2}; \quad h_v = R \quad (3-27)$$

Donde c es la velocidad de la luz, y h_v es la distancia virtual calculada de las capas ionosféricas.

La resolución (ecuación(3-28)) es la mínima distancia a la cual se puede detectar diferentes capas ionosféricas, ésta es función del ancho de banda del radar B y el rango R (Mahafza, 2000).

$$\Delta R = \frac{c \cdot t_s}{2} = \frac{c}{2 \cdot B}; \quad B = \frac{1}{t_s} \quad (3-28)$$

El rango mínimo de detección para investigación en la ionosfera es determinado por el ancho del pulso τ mostrado en la ecuación (3-29).

$$R_{min} = \frac{C \cdot \tau}{2} \quad (3-29)$$

La distancia máxima depende directamente de la capacidad de detección del sistema, así como de la Frecuencia de Repetición de Pulsos (FRP) del radar o el tiempo máximo de demora TRP.

Los estudios en la ionosfera afortunadamente no requieren estrictas especificaciones sobre integración y velocidad luego se hace fácil trabajar con la condición del rango inambiguo R_u (ecuación (3-30)) (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003), el cual es la distancia máxima a la cual se espera que se encuentre un blanco.

$$R_u = \frac{c}{2 \cdot FRP}; \quad FRP = \frac{1}{TRP} = \frac{1}{\Delta t} \quad (3-30)$$

Una guía para el diseño de un sistema de radar es la ecuación de radar la cual estima el rango en función de las características deseadas presentada en la ecuación (3-31) (Merrill I. Skolnik, 2008).

$$P_r = \frac{P_t \cdot G_t}{4\pi \cdot R^2} \cdot \frac{\sigma}{4\pi \cdot R^2} \cdot A_e \quad (3-31)$$

Donde P_r es la potencia recibida, el primer factor de la ecuación (3-31) es la densidad de potencia recibida a una distancia R desde el radar que irradia una potencia P_t desde la antena con una ganancia G_t ; en el segundo factor σ es la superficie efectiva de dispersión (RCS radar cross section) del blanco y en el denominador se encuentra la divergencia del eco de la señal en su retorno hacia el radar y por último A_e es el área efectiva de la antena receptora la cual reúne una parte de la potencia del eco que retorna hacia el radar.

Teniendo en cuenta las consideraciones de la ecuación del radar y si se define el rango máximo del radar, $R_{\text{máx}}$, cuando la señal recibida es igual a la mínima señal detectable, $S_{\text{mín}}$, (Merrill I. Skolnik, 2008). se obtiene la ecuación (3-32).

$$R_{\text{máx}}^4 = \frac{P_t \cdot G_t \cdot A_e \cdot \sigma}{(4\pi)^2 \cdot S_{\text{mín}}} \quad (3-32)$$

A partir de estas afirmaciones se puede decir que es necesario pulsos de corta duración para obtener una alta resolución y para lograr detección de blancos distantes es necesario una gran potencia pico de pulso, P_t , una larga duración de pulso, τ , o una pequeña FRP.

3.4.3. Compresión de pulsos y BPSK

La técnica de compresión de pulsos se desarrolla ante el coste energético ocasionado por pulsos de corta duración y gran potencia requeridos para un buen rango de detección y resolución (Merril I Skolnik, 1990), ésta permite enviar una gran potencia

promedio en un pulso largo, con una de resolución de un pulso angosto (De Armas, R.; et al., 2013) lo cual lo hace ventajoso, sin embargo esta técnica es más compleja en la generación de los pulsos en el transmisor y la detección de un blanco, lo que ocasiona un pre y post procesamiento matemático (Cabrera, M.A. et al, 2010).

Consiste fundamentalmente en ensanchar o estirar un pulso por un factor determinado, usando correctamente pulsos de radar codificados (Cabrera, M.A. et al, 2010), mejorando así la SNR de salida y entrada.

Técnicas basadas en espectro disperso como la modulación por código de desplazamiento binario de fase (BPSK) o modulación lineal de frecuencia (MLF) son utilizadas para la compresión de pulsos. La modulación BPSK es ideal para el diseño de una ionosonda y codificar señales transmitidas ya que su función de autocorrelación posee un nivel bajo de lóbulos laterales en el tiempo, disminuye la potencia pico de la onda transmitida e incrementa la potencia promedio además de fácil implementación tanto en el transmisor como en el receptor. Con ésta el pulso de duración τ es subdividido en un número entero de subpulsos (chip o bit de código) de duración t_s con amplitud ser cero o uno en donde la fase es constante y varía entre 0 y π radianes dependiendo del código usado como se muestra en la Figura 3-29.

Figura 3-29. Modulación BPSK.

Después del proceso de modulación la señal se amplifica y transmite a través del medio y una pequeña fracción es reflejada, donde el eco o la réplica tiene las mismas características de la onda transmitida, a parte de la amplitud y un ruido añadido. Una

vez se haya hecho la decodificación de la onda recibida se puede obtener toda la información contenida mediante el procesamiento de la señal (3-30)) (Bianchi, et al., 2003).

Existen diferentes secuencias de bit de código que cumplen con una buena función de autocorrelación y niveles bajos de sus lóbulos laterales como los códigos Barker y códigos Complementarios. Para validar objetivamente si la función de autocorrelación presenta una buena respuesta de lóbulos laterales en comparación a otra se usa la expresión de picos de lóbulos laterales (PSL) (J. Huang & MacDougall, 2005).

Según Portieles y de Armas, los cálculos de la PSL en códigos Barker de 13 bits y códigos complementarios de 8 bits son de -22,28 dB y -344 dB respectivamente (Portieles Pérez & de Armas Lefrán, 2012). Demostrando que los códigos complementarios presentan un mejor comportamiento que los Barker de lóbulos laterales.

Por esta razón se usan los códigos complementarios para el desarrollo de la ionosonda.

3.4.4. Filtro Adaptativo

Es el filtro más eficiente para discriminar entre el ruido blanco gaussiano y los ecos de radar recibidos. La principal función de este tipo de filtrado es detectar una señal donde la característica de frecuencia es conocida dentro de una señal que se recibe.

Se basa en el hecho que dos funciones se deslizan pasando una sobre la otra, en donde se calcula la secuencia de correlaciones, lo que causa que se reconozcan los elementos de la señal distintiva y se compriman en un pulso corto con un pico de ancho t_s junto con una intensidad proporcional al eco recibido y algunos lóbulos laterales. La Figura 3-30 muestra la relación entre los pulsos transmitidos y los pulsos de radar comprimidos (Hernández, Enrique Escamilla Ponomaryon, et al., 2005)

La ganancia del filtro adaptativo M implementado con filtros FIR en términos de la SNR se expresa como:

$$M = \frac{P_2/N_2}{P_1/N_1} \quad (3-33)$$

Donde N_1 y N_2 son las potencias del ruido a la entrada y salida del filtro adaptativo.

Por lo tanto, el numerador como el denominador de la fracción son las SNR de salida y entrada respectivamente.

Se puede demostrar que la ganancia del filtro adaptativo en cuanto a la SNR no es más que la relación de compresión característica en estos filtros dada por la (2-35) y dependiente del ancho del pulso y el ancho del bit de código.

$$M = BW \cdot \tau = \frac{\tau}{t_s}; BW = \frac{1}{t_s} \quad (3-34)$$

Figura 3-30. Filtro adaptativo para la compresión de pulso de radar.

3.4.5. Integración de pulsos recibidos por el radar

Consiste en sumar o integrar una cantidad K de ecos recibidos después de N transmisiones sucesivas. El resultado de esta operación eleva la SNR en un solo pulso, integrando también el ruido, pero debido a su naturaleza estocástica el incremento es generalmente es más pequeño que la señal.

Los métodos de integración de pulsos usados son el incoherente y el coherente, los cuales tienen distintos resultados ya que dependen del lugar de la cadena de procesamiento de la señal donde se realicen, como se muestra en la Figura 3-31.

Figura 3-31. Comparación en implementación de las integraciones coherentes e incoherente.

Según Zuccheretti (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003) el mejor método de integración es el coherente debido a que no se pierde la información de fase y se logra disminuir la SNR, sin embargo hay que ser cuidadosos con el número de integraciones si no se desea un anulamiento de señal, por otro lado la integración incoherente no es tan eficiente ya que no es posible usar el valor medio cero del ruido, lo que mantiene la SNR constante además la información de fase se pierde, sin embargo es de fácil implementación y reduce la variancia de la suma del ruido recibido lo que aumenta la probabilidad de detección de blancos PD.

Independientemente del método elegido para realizar la integración se mejora probabilidad de detección en relación con el ruido existente en la señal.

3.4.6. Pérdidas en el sistema y fuentes de ruido

La ecuación (3-31) se ha descrito en su forma ideal sin tener en cuenta la atenuación o pérdida en la potencia de la señal, las cuales alteran los pulsos transmitidos e ignorarlos provoca errores en la estimación del rango.

La atenuación geométrica es la más influyente con una variación de 80 dB a 120 dB sin embargo ésta viene acompañada por otras causas secundarias como la absorción media ionosférica (no degenerativa), polarización por desacople, atenuación degenerativa, pérdidas internas del sistema, apantallamiento de capa, entre otras.

Por otro lado un degradante de la señal en la banda HF es el ruido el cual puede ser interno, del ambiente o provocado por el hombre (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003) y sus niveles varían entre -113 dBm a -50 dBm. Para limitar estos efectos que tiene el ruido sobre la señal se recomienda conectar el amplificador lo más cercano posible a la antena receptora, realizar un filtrado de la señal limitando las componentes espectrales entrantes e implementar digitalmente la técnica de compresión de pulsos explicada anteriormente.

3.4.7. Capacidad de detección

Determinar si existe o no un eco proveniente del blanco se puede hacer a través de la toma de decisiones como lo muestra el algoritmo de la Figura 3-32.

Figura 3-32. Algoritmo de capacidad de detección en el receptor de un radar.

La señal de entrada en el receptor $r(t)$ puede representarse como la suma del pulso recibido $s(t)$ más ruido aditivo blanco gaussiano (AWGN) $n(t)$, después de procesamiento de mitigación de los efectos del ruido y la atenuación se debe de determinar si en la señal r está contenido algún eco proveniente de una capa ionosférica, para eso la señal debe de exceder un valor umbral V_T que comprueba la hipótesis de existencia H_1 o inexistencia H_0 del blanco. Con H_1 y H_0 se puede

construir un cuadro de probabilidades teniendo en cuenta que el proceso de detección de los pulsos de radar es estocástico, para cada medida puede haber 4 casos mostrados en la Figura 3-33.

		Decisión	
		H_0	H_1
Verdad	H_0	No detección $r(t)=n(t)<V_T$	Falsa Alarma $r(t)=n(t)>V_T$
	H_1	Detección Perdida $r(t)=s(t)+n(t)<V_T$	Detección $r(t)=s(t)+n(t)>V_T$

Figura 3-33. Probabilidades de detección.

Cada una de estas hipótesis tiene una probabilidad de ocurrencia; PD (probabilidad de detección) se define como la probabilidad de escoger H_1 cuando H_1 es verdadera y PFA (Probabilidad de falsa alarma) se define como la probabilidad de escoger H_1 cuando H_0 es verdadera.

Según el criterio de Neyman-Pearson se busca maximizar PD para una PFA especificada no mayor a un valor bajo ($PFA \leq \alpha$).

Mahafza (Mahafza, 2000) presenta el desarrollo formal matemático para las probabilidades PD y PFA llegando a una aproximación de PD(PFA, SNR) mostrada en la ecuación (3-35):

$$P_D \approx 0.5 \operatorname{erfc} \left(\sqrt{-\ln(P_{FA})} - \sqrt{SNR + 5} \right) \quad (3-35)$$

Donde erfc es la función del error complementario.

A partir de la ecuación (3-35) se gráfica la familia de curvas mostrada en la Figura 3-34.

Esta gráfica se usa para el diseño de los radares fijando los valores de PFA y SNR para una PD requerida (Merrill I. Skolnik, 2008), por lo general solo se tiene la posibilidad de alterar la SNR para modificar la capacidad de detección del sistema, puesto que PD y PFA son escogidos de acuerdo a los requerimientos. Los diseñadores usualmente escogen una $PFA = 10^{-6}$ (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003).

Figura 3-34. Probabilidad de detección vs SNR. (Donnell, 2010)

3.4.8. Diseño del sistema

El sistema fue construido a partir de los requerimientos planteados, considerando los rangos de frecuencia de plasma y las tecnologías disponibles para el desarrollo de un radar ionosférico descrito en secciones anteriores. La Figura 3-35 muestra la forma del pulso de duración τ segundos que es transmitido por el radar, el cual se compone por una secuencia de bit de código rectangulares de duración t_s segundos modulados en BPSK. Posteriormente la Figura 3-36 muestra el comportamiento temporal de los pulsos de transmisión y recepción que debería de tener la ionosonda, el transmisor envía el par de códigos complementarios modulados a una frecuencia $F1$ con un tiempo entre ellos de $TRP1$ y un tiempo de recepción del eco de Δt . Pasado $TRP2$ segundos el transmisor reenvía el primer código modulado a una frecuencia $F2$ y así el proceso se repite. Puede que pasado el tiempo $TRP2$ la frecuencia de modulación de código permanezca invariante debido al parámetro de integración k de pulsos del radar.

Figura 3-35. Forma de onda de un pulso transmitido. Código1 complementario de 16 bits.

Paralelamente el receptor amplifica, filtra, digitaliza, demodula y procesa los ecos captados degradados por la influencia del ruido y las pérdidas para que se genere la máxima SNR. Para ello se usa principalmente las técnicas de traslado a una frecuencia intermedia IF, filtros adaptativos y digital downconversion que permite trabajar la señal con dos canales I+jQ lo que evita que haya una pérdida promedio en la SNR de 3 dB (se presenta si se trabajara con un solo canal) (Merril I Skolnik, 1990).

Figura 3-36. Pulsos transmitidos y recibidos por el radar.

Una vez detallada la forma de onda del transmisor, lo que se espera en el receptor y con los conocimientos a priori detallados en la sección anterior se establecen los parámetros requeridos en el radar. La tabla Tabla 3-6 muestra las especificaciones básicas que el prototipo de la ionosonda debe tener.

Tabla 3-6. Especificaciones de la ionosonda.

Parámetro	Requerimiento
Rango de altura (Min- Max)	(90 – 750) km
Resolución	5 km
Rango de frecuencia	1-20 Mhz

Paso	50 kHz
Very High Loss	$(R_x \text{ power}) / (T_x \text{ power}) = -130 \text{ dB}$
Duración de escaneo (máx)	3 minutos a 50kHz de paso
Máx. potencia de pulso Tx	600 W
Input FSDR	80dB
PFA/ PD	10-6 / 0.5

A partir de las ecuaciones detalladas en la sección 3.4.2 se hace un cálculo previo de los parámetros de pulsos a transmitir mostrados en la Tabla 3-7, se debe de tener en cuenta que estos no son los valores definitivos, pero sirven para estimar otros parámetros.

Tabla 3-7. Parámetros preliminares de diseño de la señal de transmisión.

Parámetro			Valor Pre-calculado
Ancho de Banda B			30 kHz
ts			33.3 us
No.	Bits	cod.	18
complementarios			
τ			600 us
FRP1/TRP1			200 Hz / 5 ms

Por otro lado, la Tabla 3-8 muestra la potencia máxima de distintos diseños de ionosonda.

Tabla 3-8. Potencias de diseños de ionosondas al rededor del mundo.

Ionosonda	Potencia máxima de pulso (W)
AIS-INGV (Arokiasamy, Bianchi, Sciacca, Tutone, & Zuccheretti, n.d.)	250
ULM Space Science lab. Digisonde ("UMass Lowell Center for Atmospheric Research/ Digisonde DPS," n.d.)	300

The Canadian Advanced Digital Ionosonde ("The Canadian Advanced Digital Ionosonde: Design and Results," n.d.)	600
Ionosonda (Armas, Portieles, Coronela, & Lisa, 2013)	400

Figura 3-37. Diagrama de bloques del receptor digital.

La Figura 3-37 muestra el diseño del receptor digital. Se asume que la señal de entrada ya ha sufrido un proceso de traslado a la FI y de digital-downconversion en la USRP procedentes de las tarjetas hijas dejando una señal digital compleja demodulada.

En aras de aumentar la máxima SNR el generador de código provee la secuencia binaria que es enviada al modulador del transmisor y también a los filtros adaptativos para que se pueda tener un pulso angosto de lóbulos laterales bajos, una vez la señal sale del filtro adaptativo en forma de pulso pasa por un bloque delay para que el primer código sea sumado con su complementario, seguido se integran los pulsos usando la técnica de integración coherente, a esta señal I/Q se le calcula la magnitud permitiendo la implementación de la función de detección umbral y finalmente se realiza el postprocesamiento de la señal en el cual se realizan todas las operaciones matemáticas necesarias para calcular hv.

Con el diagrama de bloques del receptor digital se realizaron todos los cálculos matemáticos de las distintas etapas desde el punto F hasta el B para garantizar la mínima SNRF así como el ajuste de los parámetros de la señal de transmisión de la Tabla 3-7.

Con los parámetros PFA y PD de la Tabla 3-6 y la Figura 3-34 se obtuvo una SNRF mínima de 11.25 dB, con este dato se encontró una SNRB igual a 5.23 dB en el canal de fase con un mínimo de procesamiento en cuanto a las integraciones ($K=2$), suponiendo que la señal entrante no tiene componente compleja y toda la energía se mantiene en la parte real para determinar que la potencia mínima de transmisión cumpla con los requerimientos planteados (Portieles, M.; deArmas, 2012).

Luego potencia mínima requerida en el transmisor $P_t=1.85\text{kW}$ fue obtenida a partir del numerador de la ecuación (3-33) con un ruido $N_2= -60\text{ dBm}$ y la ecuación (3-36) descrita en (Zuccheretti & Sciacca, 2010) con una atenuación $L_a= -130\text{ dB}$ (Arokiasamy et al., n.d.) para mantener la SNR especificada.

$$P_t L_a \tau = t_s P_r \quad (3-36)$$

Se observa entonces que para obtener una SNRF teniendo en cuenta el mayor ruido posible la potencia de transmisión es 2kW aproximadamente la cual es un resultado aceptable si se compara con la IPS-42, no obstante, considerando que se usaron los mínimos parámetros de ganancia en los bloques del receptor, se establecen nuevos parámetros para bajar la potencia de transmisión, rediseñando así los parámetros de los pulsos enviados mostrados en la Tabla 3-9.

Tabla 3-9. Parámetros de diseño de la señal de transmisión.

Parámetro	Valor
ts	32us
No. Bits cod. complementarios	16
τ	512 us
TRP1	5.12 ms
TRP2	10.24 ms

En (M I Skolnik, 2008) se detalla la forma de construcción de los códigos complementarios de 16 bits utilizados:

Cod1 = [1 1 1 -1 1 1 -1 1 1 1 1 -1 -1 -1 1 -1], correspondiente a Tx Cód. 1 en la Figura 3-36

Cod2 = [1 1 1 -1 1 1 -1 1 -1 -1 -1 1 1 1 -1 1], correspondiente a Tx Cód. 2 en la Figura 3-36

la Tabla 3-9 da paso a establecer un transmisor con una potencia pico de pulso de 400w con un ancho de banda [1-20]MHz, con lo que se baja la potencia de transmisión inicial un 78%.

A partir de la Tabla 3-9 y con los mismos parámetros de atenuación y ruido, se obtienen mediante un proceso inverso los factores de ganancia en el receptor para que se satisfaga la condición de SNR inicial, obteniéndose una ganancia total del receptor de 25.25 dB, con esto se escoge un factor de integración de K=10, la ganancia de los códigos complementarios es C=2 y una ganancia del filtro adaptativo de 128, con lo que se sobrepasaría el valor mínimo estimado de la ganancia del receptor.

Tomando la información de las tablas anteriores se construye la Tabla 3-10 donde se muestra la estimación de parámetros finales de la ionosonda. (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003; Quiroga Ruiz, 2016)

Tabla 3-10. Especificaciones de la ionosonda diseñada.

Parámetro	Valor
Rango de altura	(76.8 – 768) km
Resolución	4.8 km
Rango de frecuencias	1-20 Mhz
Paso	50 kHz
Duración de escaneo (máx)	39 s
Máx. potencia de pulso Tx	400 W
Numero de muestras	144
Numero de sondeos	381
Frecuencia de muestreo	250 kHz
Samples per simbol (sps)	8

3.4.9. Amplificador de potencia y antenas

Tanto el sistema de transmisión como el de antenas no son parte principal de este desarrollo por lo tanto solo se darán las mínimas especificaciones. El amplificador debe de operar en un rango de 1 – 20 Mhz tipo A con una potencia pico en condiciones lineales de 400 W y ser capaz de reducir al máximo los armónicos y las señales espurias para incrementar la eficiencia.

Las antenas deben de estar en la capacidad de trabajar con una buena ganancia en el rango de frecuencias especificado debido a las atenuaciones presentadas en el canal, el lóbulo principal de radiación debe de estar dirigido hacia arriba.

Según el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) de Italia una simple solución es una antena rómbica o una antena delta que es su equivalente por composición del lóbulo y su banda. Por otro lado, una antena logarítmica periódica invertida (LPA) para transmisión ofrece una mayor frecuencia y características espaciales, así como una incidencia vertical uniforme en la ionosfera, optimizando el rendimiento del componente (Redmon & Bullett, n.d.).

Para la recepción se usan tradicionalmente un arreglo de dipolos de banda ancha las cuales tienen un buen rendimiento en la práctica si están espaciadas hasta un cuarto de onda sobre la Tierra en la mayor frecuencia de operación. (Grubb, Livingston, & Bullett, 2008).

3.4.10. Implementación del sistema

A partir del diseño del transmisor y el receptor se decidió implementar el radar ionosférico mediante la tecnología SDR utilizando una USRPN200 ya que es uno de los dispositivos con más alto rendimiento en la familia de productos, cumple con las especificaciones de respuesta en frecuencia y potencia del diseño y tiene un buen

balance entre el precio de adquisición y funcionalidad comparado con otras familias del mercado.

La elección de las tarjetas hijas Basic Tx y Basic Rx se hizo basándose en el criterio del rango de operación de frecuencia y el ancho de banda.

Se usa un computador Dell con un procesador Intel Core2 duo CPU 6400@2.13GHz x 2, sistema operativo de 64 bits GNU-Linux Ubuntu 14-04 LTS, 983.3 MiB de memoria ram y puerto Gigabit Ethernet.

Respecto al software se usó GNU-Radio ya que es un programa de código abierto y existe más variedad de información de este enlazado a una USRP y Matlab.

3.4.10.1. Transmisor

En la Figura 3-38 se hace un análisis detallado del esquema de programación del transmisor programado sin incluir la parte de potencia, el cual está compuesto por 4 etapas, la etapa de generación de códigos, de control, filtrado y corrección de fase y el sintetizador de frecuencias, donde las etapas 1, 2 y 3 son implementadas en el host mientras que la última se implementa directamente en la USRP.

Figura 3-38. Esquema de programación del transmisor para la compresión de pulsos.

La Figura 3-39 muestra la forma en la que se implementó la etapa de generación de códigos y señales de control. Las señales 1 y 2 corresponden a las funciones generadoras de código y están compuestas por una sucesión continua de los códigos complementarios 1 y 2 respectivamente, estas señales entran a un bloque de

multiplexado junto con la señal Control_1 la cual tiene un periodo TRP2 con un duty cycle del 50%.

La salida del multiplexor es la Señal_3 la cual está compuesta por una serie de 160 bits correspondiente a una sucesión de 10 veces el código1 seguido de otros 160bits del código2. Posteriormente la Señal_3 pasa por un bloque de anulación de códigos controlado por Control_2 el cual tiene un periodo TRP1 con un duty cycle del 10%, generando así los códigos complementarios de 16 bits.

Con GNU Radio se programa un bloque con las etapas 1 y 2 el cual tiene como entradas Señal_1, Señal_2, Control_1 y Control_2 y como argumentos, ID, tasa de muestreo, τ , amplitud de salida y TRP1 y maneja datos tipo float.

Figura 3-39. Concepción de generación de pulsos con códigos complementarios de 16 bits.

La etapa 3 de filtrado y corrección de fase se implementa antes de enviar la señal en Banda Base a la USRP, donde se quitan componentes de alta frecuencia de los pulsos por medio de un filtro gaussiano de ganancia unitaria, este filtro genera un retardo en la salida respecto a la onda de entrada, por ello se implementa un corrector de fase y se hace un casting de datos de float a complex.

El resultado de este bloque se muestra en la Figura 3-40, donde los pulsos en banda base están compuestos únicamente por una componente real.

Figura 3-40. Respuesta de salida de la etapa 3 del transmisor.

Para la última etapa de síntesis de frecuencia y la modulación BPSK se maneja el UHD, para ello se utiliza la función “UHD: USRP Sink” y al argumento “Ch0: Center Freq” entran las frecuencias en RF, con un rango de [1-20]MHz y paso de 50KHz, este cambio de frecuencia se implementó con una slider de manera que cambia de manera manual en la GUI. Esta función del UHD permite que en la FPGA se controle el interpolador CIC, el DUC y los canales de salida de la tarjeta hija Basic Tx.

Figura 3-41. Pulsos transmitidos medidos con el osciloscopio en el conector SMA del RF Front End de transmisión.

La Figura 3-41 muestra los resultados obtenidos en esta etapa para ser acoplada a la potencia. En A y B se ven los pulsos enviados con la TRP1, en C se muestra el pulso con una duración de τ , en D se detalla la duración de bit de código t_s y en E y F se muestran las transformadas rápidas de Fourier para una frecuencia de modulación de 1MHz y 16 MHz y la modulación BPSK.

Receptor

En la Figura 3-37 se puede observar que el subsistema hardware/USRP corresponde al bloque de demodulación por cuadratura donde se encuentra la conversión de RF/IF e IF/BB y el subsistema software corresponde a el procesado de la señal, el esquema se dividió en nueve etapas como se muestra en la Figura 3-42.

Figura 3-42. Esquema de programación del receptor.

Con las ondas ya demoduladas, el RF-Front End y adaptadas se implementó el procesamiento digital de la señal en el subsistema software en GNU-radio para tener una $PD \geq 0.5$. Cuando el eco recibido entra al subsistema software por medio del enlace Gigabit Ethernet se recibe una trama con tipo de datos complex. Con la trama inicial se programan las etapas dos y tres de generación de códigos y filtros adaptativos. En el diseño propuesto se indica que deben de haber dos filtros para cada canal (tipo float), sin embargo como se envían pulsos complementarios en serie, los coeficientes

de los filtros adaptativos se correlacionan tanto para el código1 como para el código2 teniendo una respuesta de código acertada y otra falsa, para solucionar este problema se programaron dos filtros adaptativos, uno con el código1 como coeficientes y el otro con código2 con la función “correlate_and_sync_cc”, éstos únicamente permiten una entrada y salida de datos tipo complex, lo que significa que hay 4 filtros adaptativos tipo float permitiendo tener todas las respuestas acertadas y erradas de ambos filtros tanto del canal I como del canal Q. Para volver a una sola trama de datos con las respuestas esperadas únicamente, se genera una función selectiva en la etapa 4 a través del módulo OOT (out of tree) de GNU-Radio con tres entradas de datos: dos para las tramas complejas de las salidas de los filtros adaptativos y una para control (se usa la señal control_1 de la Figura 3-39), adicional a esto como las tarjetas hijas utilizadas no tienen filtros de entrada se programa dentro de los filtros adaptativos filtros tipo RRC (Root Raised Cosine) de 128 coeficientes.

Con la salida de los filtros adaptativos en una trama IQ se procede a sumar los pulsos uno y dos en la etapa 5. Como estas respuestas están en una sola trama de datos, se utiliza la función de retardo y un sumador. La salida de esta función es un pulso como se muestra en la Figura 3-30.

La etapa 6 es la integración coherente de pulsos para esto se programa una función llamada “integración” por medio de la clase “Hierarchical Block” de GNU-radio en la cual se usa la misma técnica de la etapa anterior con la diferencia que se programan K-1 funciones de retardo en paralelo cada una con un múltiplo sucesivo de la primera espera y una función de adición con K entradas y una salida, la cual integra todos los K pulsos dejando el resultado en la posición del inicial, se realizó una integración con K=7. Seguido de esto se hizo un cambio de coordenadas rectangulares a polares a través de la función “complex_to_mag”, correspondiente a la etapa 7. Con la magnitud, la trama entra a la función “Threshold” en la etapa 8 el cual se encarga de sacar un pulso unitario si alguno de sus valores excede el nivel propuesto VT. Por último, se hace una concatenación de los datos del control y los pulsos de radar en una trama de datos guardada en extensión .dat lista para el postprocesamiento.

Los resultados se observan en la Figura 3-43 y Figura 3-44, a partir de los pulsos de radar simulados con y sin ruido gaussiano, para corroborar la capacidad de detección del receptor.

Figura 3-43. Salida etapas 4, 5, 6, 7, 8 del receptor digital sin ruido.

Figura 3-44. Resultados del receptor con entrada ecos con ruido.

3.4.10.2. Acople transmisor - receptor

La prueba realizada para articular el transmisor y el receptor consiste en un acople físicamente directo entre estas dos etapas de la ionosonda, esto es posible por la naturaleza de las tarjetas hijas (Quiroga Ruiz, 2016), con el fin de ver el comportamiento del sistema, esto permite tomar los pulsos modulados en fase que han sido enviados por el transmisor (ver Figura 3-41) y demodularlos y procesarlos

(Ettus Research, n.d.). Es importante resaltar que las fuentes y los sumideros de la USRP existentes en la programación deben de estar en todo momento sincronizados por medio del “UHD interface”.

De este proceso se obtiene una demodulación y procesamiento exitoso mostrado en la Figura 3-45; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, sin embargo en la recepción existe un desfase constante de $96\mu\text{s}$ para todos los pulsos recibidos que debe de tenerse en cuenta a la hora de analizar los datos.

Figura 3-45. Integración del sistema de radar.

Para la prueba de integración del radar se usaron los parámetros, amplitud de salida en interface de los pulsos 0.5, SNR=0 dB de recepción en A (ver Figura 3-37), Nivel umbral VT= 150.

Un aspecto que destaca en este resultado es el tiempo en el que se origina el pulso de detección en la gráfica “Pulsos de Radar” (Figura 3-45) este equivale a aproximadamente 1,12ms, empero lo que se esperaría es que sea equivalente al retardo

obtenido anteriormente de $96\mu s$, esta diferencia es el resultado de la salida del algoritmo implementado para los filtros adaptativos los cuales muestran su respuesta 128 muestras después adicionales a las 127 muestras de retardo original del filtro lo que da un retardo total de 257 muestras, la Figura 3-46 explica la salida de este algoritmo con el código1 y con una SPS.

Figura 3-46. Salidas de filtros adaptativos.

Si se tiene en cuenta la frecuencia de muestreo, los retardos producidos por los filtros y el retardo inicial, se puede corregir el error resultante cuando se vaya a calcular h_v .

3.4.11. Pruebas y Discusión

Los resultados de las secciones anteriores demostraron una buena la capacidad de la USRPN200 al ser programada como transmisor para generar la forma de los pulsos de radar con una FRP1 y como receptor para realizar un una captura y procesamiento de la información de los ecos proveniente de la ionosfera

3.4.12. Estructura experimental

La trama que se genera después de la función umbral (ver Figura 3-42) está lista para ser procesada, estos datos son capturados y escritos en un archivo .dat mediante la clase "file_sink". El programa de postprocesamiento utilizado fue Matlab.

Se propuso un experimento del sistema completo, el cual consta de dos fases. La primera etapa es la base del experimento y es en donde se simulan los retardos de ecos provenientes de la ionosfera, la atenuación de la onda por trayecto y el ruido. El experimento se realiza con una frecuencia constante de modulación ya que la variación de esta únicamente repercute en la amplitud de la señal (Quiroga Ruiz, 2016).

Se entiende que con la simulación de retardo del eco se logra de igual forma simular el barrido de frecuencia de [1-20]MHz implementados en el transmisor ya que cada cambio frecuencial representa un desfase determinado. Este retardo se programó de manera digital en la etapa de la transmisión mediante la clase “delay”.

Si se considera la frecuencia de muestreo F_s , cada muestra retardada equivale a $4\mu s$ lo que corresponde a un viaje de 1200m del pulso en la atmosfera. Considerando esto, el retardo mínimo que se debe aplicar en el receptor si se estima que la primera capa encontrada está a los 100.2km es de 167 muestras.

La atenuación de la onda y el ruido se simulan en la etapa receptora, la atenuación propuesta de 130dB no se considera debido a la configuración del experimento y únicamente se toma la atenuación producida en el canal la cual es amplificada 11 veces para tener el sistema normalizado y el ruido se simula sumando a la señal de recepción IQ en A (Figura 3-37) ruido blanco gaussiano con la clase “noise_source_c” de la misma amplitud o mayor a la señal de recibida para tener una $SNR \leq 0$.

La Figura 3-47 muestra un esquema del experimento y la variación de los pulsos a medida que van pasando por cada una de las etapas.

Figura 3-47. Esquema del experimento propuesto primera fase.

La segunda fase depende del archivo binario guardado desde GRC el cual contiene la información de los pulsos detectados por la función umbral y la señal de control Control_1 de la Figura 3-39, **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** este archivo es convertido a un formato utilizable en Matlab. La función en Matlab contiene un algoritmo para encontrar el desfase el cual se basa en detectar el cardinal de cada pulso encontrado y restarle el ancho del número de cambios de estado de la señal de control, la diferencia es el desfase producido entre la transmisión y la recepción más los errores de procesamiento detallados anteriormente.

Una vez se tiene esta diferencia se realizan las operaciones matemáticas respectivas para pasarlo de número de muestras a una altura h_v , los cuales posteriormente son graficados generando así el primer acercamiento a un ionograma.

3.4.13. Medición de la altura de la Ionosfera

Para el experimento se propuso hacer tres pruebas cada una con una frecuencia de modulación distinta y desfases correspondientes a las principales alturas vistas en ionogramas reales.

La primera prueba se realizó en base a un ionograma diurno de la digisonda de San José de Tucumán- Argentina mostrado en la Figura 3-48, los puntos rojos representan los datos más característicos del ionograma, identificados los datos se procede a realizar la primera etapa del experimento con una frecuencia de modulación de 4MHz, una amplitud de salida de 0.5 en interface, una ganancia en el receptor de 11 veces y una SNR=0 dB, la Figura 3-49 muestra los resultados obtenidos (los pulsos están superpuestos en una misma gráfica pero debe de entenderse que no se dan todos al mismo tiempo), los números sobre cada pulso es el tiempo en milisegundos de desfase del eco respecto al pulso transmitido. Si se sigue ordenadamente los puntos representativos en el ionograma de Tucumán, el resultado obtenido de llegada de Pulsos corresponde a [1.85, 2.59, 2.45, 4.12, 3.12, 4.25] ms, la Figura 3-50 muestra el

resultado de la segunda etapa de postprocesamiento, se obtiene un primer acercamiento a un ionograma, donde se representan las alturas calculadas a partir de los ecos captados en el receptor. El eje horizontal es la representación de un barrido de frecuencia mientras que el eje vertical muestra la altura virtual h_v correspondientes a los puntos característicos ya mencionados, la gráfica de la derecha muestra un acercamiento en el cual se muestran muestras discretas para cada “frecuencia”.

Figura 3-48. Ionograma diurno de San José de Tucumán- Argentina.

Figura 3-49. Resultados obtenidos en la primera fase del experimento.

Figura 3-50. Resultados finales del postprocesamiento, prueba 1.

Los resultados de las pruebas dos y tres se basan en los ionogramas de una ionosonda digital y una ionosonda análoga (Arokiasamy, J.B.; et al., 2003), similarmente a la uno, se escoge los valores más representativos de los ionogramas y en base a ellos se esperan los resultados. Las pruebas se realizaron con una frecuencia de modulación de 2MHz y 6MHz respectivamente, así como una amplitud de trasmisión de 0.5 en interface, una ganancia en el receptor de 11 veces y una SNR=0. Los resultados se presentan en la Figura 3-51, Figura 3-52, Figura 3-53 y Figura 3-54.

Figura 3-51. Ionograma Ionosonda Digital.

Figura 3-52. Resultado final postprocesamiento prueba 2.

Figura 3-53. Ionograma ionosonda análoga.

Figura 3-54. Resultado final postprocesamiento prueba 3.

Las pruebas del experimento uno demuestra que la programación del transmisor como del receptor cumplen con las características deseadas y el postprocesamiento es capaz de imprimir las alturas de la ionosfera para el rango diseñado.

4. CONCLUSIONES

- ◆ Los datos IONEX, que son comúnmente utilizados en el proceso de datos GNSS, presentan una debilidad grande, y es que su estimación del TEC se basa en observaciones GNSS de una cantidad muy escasa de estaciones, con una distribución poco adecuada, que limita la exactitud de la determinación del TEC.
- ◆ En el caso de Colombia que cuenta con una sola estación de la red nacional, vinculada al IGS, las zonas alejadas de esta estación de observación para productos IONEX estará muy expuesta a la exactitud que aporte la interpolación y entonces los puntos de la malla IONEX no estarán relacionados con el verdadero comportamiento del TEC,
- ◆ El modelo SAMI, conceptualmente es un modelo muy completo pues calcula el contenido total de electrones con base en la ionización de siete gases presentes en la ionosfera: (hidrogeno (H), helio (He), nitrógeno (N), oxígeno (O), Nitrógeno molecular (N₂), Óxido nítrico (NO) y Oxígeno molecular (O₂), estima el comportamiento de la ionosfera y sus variaciones de acuerdo a un índice Ap y a un F10.7 diario, asumiendo que un valor promedio diario puede explicar el comportamiento completo de un día. En teoría debería ser el más adecuado para zonas como Colombia, por su concepción para latitudes geomagnéticas bajas, sin embargo en los cálculos realizados para los días de actividad solar alta, no fue lo suficientemente adecuado, generando valores de dispersión muy altos.
- ◆ Pese a que el modelo NEQUICK no está completamente diseñado para predecir el comportamiento de la ionosfera bajo las condiciones anómalas de la franja latitud

geomagnética baja, presentó para los casos estudiados una mayor aproximación al comportamiento del TEC de referencia obtenido a partir de CLG. Pese a lo anterior, dista considerablemente de describir el TEC de la zona de estudio pues pesar de utilizar el parámetro F10.7 que puede indicar el comportamiento de la radiación solar aportada a la Tierra, este índice termina siendo un valor único que generaliza el comportamiento de la radiación solar, y en particular para días de eventos solares o fenómenos súbitos se aleja bastante del comportamiento real.

- ◆ Dentro de las posibles causas de fallo de los modelos estudiados, para el caso de las zonas de anomalía ecuatorial, se cuenta la presencia continua de fenómenos anómalos, que hacen de esta franja una zona de ionosfera variable y de difícil modelado. Aun manejando algoritmos de suavizado o que consideren comportamientos promedio de diferentes tipos de parámetros, la respuesta de los modelos presenta una alta variabilidad que los hace poco confiables.
- ◆ El principal factor de ineficiencia de los modelos estudiados es que no tienen dentro de su concepción, ninguna forma de predecir la ocurrencia de eventos súbitos ni de superar la aleatoriedad de los mismos en magnitud y localización, sumado a que la dinámica de la ionosfera ecuatorial no es tan “estable” como en las zonas de latitud media.
- ◆ El uso de Instrumentación basada en el monitoreo de señales VLF para zonas de latitud geomagnética baja, presenta un gran potencial desde dos aspectos:
- ◆ El primero es la posibilidad de detectar en tiempo real la ocurrencia de un fenómeno súbito, como tormentas solares o eventos que alteren bruscamente la ionosfera terrestre. El hecho de detectar estos eventos hace que se pueda pensar en algún algoritmo que afecte los modelos convencionales, para hacerlos más adaptativos a estos fenómenos, mediante un parámetro insertado en tiempo real al modelo, que de esta forma responderá a la variabilidad registrada en los valores cambiantes de TEC.

- ♦ El segundo es mediante su aporte en la construcción de un modelo multi-capa más eficiente, considerando valores más reales de la densidad y altura de la capa D, pues la determinación de la altura mínima de esta capa, permite ajustar mejor los modelos de capa múltiple para obtener un valor más real de TEC. Otro aspecto importante es que permite conocer mejor la interacción entre la ionósfera y la capa neutra, indicando bajo que circunstancias la ionización se extiende hacia alturas más bajas y cómo se relaciona esta capa con fenómenos que ocurren hacia la troposfera y que actualmente son objeto de estudio.
- ♦ La instrumentación desarrollada permite construir perfiles ionosféricos de la densidad de electrones desde los 60 hasta los 800 Km aproximadamente y en caso de contar con una red de monitores VLF y de ionosondas USRP bien sea en modo oblicuo o vertical, permite calcular la densidad de electrones en diferentes posiciones y alturas, permitiendo pensar en un modelo estratificado o multicapa tridimensional .

5. PROPUESTA DE UN SISTEMA DE MONITOREO DE LA IONOSFERA COLOMBIANA

Como resultado de este estudio, se plantea una plataforma instrumental y de procesamiento que permite conocer el comportamiento de la ionosfera colombiana, que presenta un grado de complejidad considerable, debido a que pertenece a la cresta de ionización norte de la anomalía ecuatorial. Esta propuesta consiste en la combinación de instrumentos y de herramientas de procesamiento, para generar un amplio nivel de detalle desde el punto de vista multi-capa, que involucra desde las capas más bajas hasta las más altas de la ionosfera y desde un punto de vista de capa simple mediante la utilización del STEC para la obtención del contenido de electrones mediante observaciones GNSS.

Este enfoque desde los dos puntos de vista, permite efectuar análisis de los dos tipos de modelos y adelantar estudios comparativos, para el conocimiento de las diferencias entre la integración de los datos multi-capa y los valores obtenidos mediante el STEC en el modelo de capa simple, por otra parte, permite el análisis detallado de la incidencia de la capa D y E en el contenido total de electrones en zonas de latitudes geomagnéticas bajas.

El uso de varios monitores VLF para el cálculo de la densidad de electrones de la capa D en diferentes puntos del país, coincidentes preferiblemente con la localización de sondeos ionosféricos, permitirá construir un perfil ionosférico completo, desde la parte inferior de la capa D hasta las capas superiores para la cuantificación total del contenido de electrones, como se ilustra en la Figura 5-1.

Figura 5-1. Integración instrumental para el estudio de la ionosfera.

¡Error! No se encuentra el origen de la referencia. Es importante tener en cuenta que las estaciones VLF, deben estar localizadas en pares, por lo tanto, el diseño de esta propuesta, debe considerar la localización de estas estaciones, con respecto a la estación VLF que se monitoree y con los puntos de medición TEC mediante ionosonda y en este caso si la ionosonda es vertical o es oblicua. La Figura 5-2, ilustra el diseño propuesto para la localización de estaciones de monitoreo ionosférico en lo que

representaría junto con las estaciones GNSS vinculadas al sistema, un laboratorio distribuido para el estudio de la ionosfera colombiana.

Figura 5-2. Propuesta de integración de sistema y localización de estaciones.

La Tabla 5-1 Presenta la localización de las estaciones a instalar, con el fin de obtener la estructura completa del laboratorio distribuido. Este diseño se elaboró considerando

que la estación VLF a monitorear sea la estación NAA, sin embargo, en el caso de aparecer otra estación de este tipo, con una potencia de transmisión mayor, se recomienda modificar la programación de la aplicación de software y replantear la localización de las estaciones a partir de su frecuencia de transmisión y localización.

Tabla 5-1. Localización de estaciones para el monitoreo de la ionosfera colombiana.

ESTACIÓN	UBICACIÓN	INSTRUMENTACIÓN
MAR	MARENGO (COL)	VIPIR (Tx, Rx), VLF
UVALLE	CALI (COL)	VIPIR(Tx, Rx), VLF
ARJ	ARJONA (COL)	VLF
SMTA	SANTA MARTA (COL)	(Rx, VPIR)
LET	LETICIA (COL)	(Rx, VPIR), VLF
ROJ	JICAMARCA (PERÚ)	VLF
CARR	PUERTO CARREÑO (COL)	VLF
ROM	LA ROMANA (REP. DOM)	VLF

La medición del TEC en cada uno de estos puntos, permitirá enriquecer los mapas TEC obtenidos a partir del modelo libre de geometría, aplicado a observaciones GNSS, la interacción de estas diferentes fuentes de información, dará una explicación más precisa al verdadero impacto de la capa D y E en las zonas de anomalía ecuatorial, mejorando el cálculo del TEC y permitiendo así un mejor ajuste de observaciones GNSS.

La obtención de valores de densidad de electrones a diferentes posiciones y alturas, en combinación con los datos de mapas TEC, abren una línea de trabajo para desarrollar un buen modelo tridimensional de la densidad electrónica en la ionosfera colombiana.

Sean Z_0D y Z_0F las alturas correspondientes al punto mas bajo de la capa D y al punto más bajo de la capa F, obtenidos por observaciones con monitor VLF de capa D y por medición con ionosonda respectivamente y por otra parte sean N_{Z_0D} y N_{Z_0F} , la densidad de electrones para el punto más bajo de la capa D y el punto más bajo de la capa F, el contenido de electrones para las capas inferiores de la ionosfera, medidos a partir de la misma instrumentación, se puede calcular a partir de la utilización del modelo Thomson.

Figura 5-3 descripción de datos obtenidos y definición de variables.

El contenido de electrones para el tramo incompleto del perfil ionosférico se puede plantear como:

$$N_D(Z) = \int_{Z_0D}^{Z_0F} N(z) dz \quad (5-1)$$

Por otra parte, considerando la expresión (3-16) y reemplazando se tiene:

$$N_D(Z) = \int_{Z_0D}^{Z_0F} (1.4 \times 10^{13}) \cdot (e^{-0.15H'}) \cdot (e^{\beta(z-H')}) dz \quad (5-2)$$

Que corresponde al contenido de electrones en la capa comprendida entre el límite inferior de la capa D de la ionosfera y el límite inferior de la capa F. Para el monitor de capa D construido, se han obtenido alturas de la capa D con valores que oscilan entre los 56 y los 110 Km. Medidos a partir del monitoreo de la estación NAA. Desde las estaciones UVALLE y ARJONA.

Por otra parte, de acuerdo con (Feltens, 2000), utilizando una aproximación desde el modelo de Chapman:

$$N(z) = N_0 e^{\alpha(1-z-e^z)} \quad (5-3)$$

De donde $N(z)$ es la densidad electrónica, en función de la altura, N_0 es la máxima densidad electrónica y z se define de igual forma que en la sección 2-65:

$$z = \frac{h - h_{max}}{H}$$

Donde h_{max} es la altura en la cual se localiza la máxima densidad electrónica, h es la variable altura y H es el factor de escala. En la variable α se utiliza $\alpha = 1$.

De aquí que se plantea como el contenido de electrones entre dos diferentes alturas de la forma:

$$N_{zi}^{zj} = \int_{zi}^{zj} N_z \cdot dz \quad (5-4)$$

Reemplazando (5-3) en (5-4) se tiene:

$$N_{zi}^{zj} = \int_{zi}^{zj} N_0 e^{\alpha(1-z-e^z)} dz \quad (5-5)$$

Siendo zi, zj , las alturas correspondientes al sondeo ionosférico i y j , a modo de límites inferior y superior de la integral respectivamente.

De esta manera se tiene para cada par de sondeos ionosféricos consecutivos, un tramo de integración en alturas, de la densidad de electrones. Por lo tanto, se puede plantear la densidad de electrones del tramo de la capa F estudiado por la ionosonda (N_F) como una suma de funciones discretas:

$$N_F = \sum_{i=1}^n \int_{z_i}^{z_{i+1}} N_0 e^{\alpha(1-z-e^z)} dz \quad (5-6)$$

Donde n corresponde al número de sondeos realizados en el barrido de la ionosonda y la densidad total estaría dada por:

$$N_T = \int_{Z_0D}^{Z_0F} (1.4 \times 10^{13}) \cdot (e^{-0.15H'}) \cdot (e^{\beta(z-H')}) dZ + \sum_{i=1}^n \int_{z_i}^{z_{i+1}} N_0 e^{\alpha(1-z-e^z)} dz \quad (5-7)$$

Esta expresión, describe la densidad electrónica obtenida a partir de la medición combinada de la ionosonda y el monitor de capa D-VLF. Debido a que esta función esta discretizada por los valores medidos con la ionosonda, la función se presenta como la sumatoria de integrales, con límites definidos por las medidas de la ionosonda y los valores de N_0 en cada caso, sería el valor de densidad obtenido para el límite superior de cada integral de N_F .

Para el caso de la ionosonda desarrollada, se tiene un barrido de frecuencia entre 1 y 20 MHz, con incrementos de 50 kHz, es decir que se tienen 400 valores de altura y densidad para la capa F, con los cuales se debe construir la expresión de N_F donde $n = 200$, Para un alcance aproximado entre los 75 y los 800 km, con una potencia de amplificación de 400 W, dependiendo de los valores de densidad de plasma. Este rango de altura, si se desea se puede mejorar incrementando la potencia de transmisión y ampliando el rango de barrido.

BIBLIOGRAFÍA

- Alizadeh, M. M., Schuh, H., Todorova, S., & Schmidt, M. (2011). Global Ionosphere Maps of VTEC from GNSS, satellite altimetry, and formosat-3/COSMIC data. *Journal of Geodesy*, 85(12), 975–987. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0449-z>
- Appleton, E. V. (1946). Two Anomalies in the Ionosphere. *Nature*, 157(3995), 691–691. <https://doi.org/10.1038/157691a0>
- Armas, R. De, Portieles, M., Coronela, L., & Lisa, L. (2013). Diseño en FPGA de una ionosonda generación. *Revista digital de las tecnologías de la información y las comunicaciones*, 12(2), 42–55.
- Arokiasamy, J.B.; Bianchi, C.; Sciacca, U.; Tutone, G.; Zuccheretti, E. (2003). The new AIS-INGV digital ionosonde. *Annals of Geophysics*, 46(4), 647–658.
- Arokiasamy, J. B., Bianchi, C., Sciacca, U., Tutone, G., & Zuccheretti, E. (n.d.). The new ingv digital ionosonde design report. Roma, Italy.
- Bamford, R. (2000). The oblique ionospheric sounder. Chilton, Didcot, UK.
- Bassiri, Sassan; Hajj, G. A. (1993). Higher-order ionospheric effects on the GPS observables and means of modeling them. *Advances in the Astronautical Sciences*, 18, 280–289.
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., & Schuh, H. (2006). Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07304. <https://doi.org/10.1029/2005GL025546>
- Booker, H. G., & Wells, H. W. (1938). Scattering of radio waves by the F -region of the ionosphere. *Journal of Geophysical Research*, 43(3), 249. <https://doi.org/10.1029/TE043i003p00249>
- Brunner FK, G. M. (1991). An improved model for the dual frequency ionospheric corrections of gps observations. *Manuscripta Geodaetica*, 16, 205–214.
- Budden, K. G. (1988). The propagation of radio waves: The theory of radio waves of low power in the ionosphere and magnetosphere. book, Cambridge University Press.
- Buitron, S., & Tierra, A. (2008). Contenido total de electrones a partir de un equipo GPS de doble frecuencia. *LI Simposio Brasileiro de Ciencias Geodésicas E Tecnologías Da Geoinformacao*.
- Cabrera, M.A.; Zuccheretti, E.; Ezquer, R.G.; Sciacca, U.; Lopez, J.M.; Molina, M.G.; Baskaradas, J. A. (2010). Some considerations for different time-domain signal processing

- of pulse compression radar. *Annals of Geophysics*, 53, 5–6.
- Chapman, S., & Bartels, J. (1940). *Geomagnetism. Vol. II. Analysis of the data, and physical theories.*
- Chapman, S., & Ferraro, V. C. A. (1931). A new theory of magnetic storms. *Journal of Geophysical Research*, 36(2), 77. <https://doi.org/10.1029/TE036i002p00077>
- Chen, G., & Herring, T. A. (1997). Effects of atmospheric azimuthal asymmetry on the analysis of space geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9), 20489–20502. <https://doi.org/10.1029/97JB01739>
- Cipagauta L, E. C. (2007). *Dinámica de La Ionosfera de Latitudes Bajas.* Universidad Nacional Autonoma de Mexico.
- Davies, K. (1990). *Ionospheric Radio.* The Institution of Engineering and Technology, Michael Faraday House, Six Hills Way, Stevenage SG1 2AY, UK: IET. <https://doi.org/10.1049/PBEW031E>
- Davis, J. L., Herring, T. A., Shapiro, I. I., Rogers, A. E. E., & Elgered, G. (1985). Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length. *Radio Science*, 20(6), 1593–1607. <https://doi.org/10.1029/RS020i006p01593>
- Davis, R. M., & Berry, A. L. (1977). A revised model of the electron density in the lower ionosphere. Tech. Rept TR 11 L-77, (Defense Commun. Agency Command Control Tech. Center, Washington, D.C.. NTIS, AD 17883), 58.
- De Armas, R.; Portieles, M.; Coronela, L.; Lisa, L. (2013). Diseño en FPGA de una ionosonda generación. *Revista Telemática*, 12, 42–55. Retrieved from <http://revistatelematica.cujae.edu.cu/index.php/tele/article/view/103>
- Donnell, R. M. O. (2010). *Radar Systems Engineering Lecture 6 Detection of Signals in Noise.* New Hampshire.
- Dumin, Y. V. (2007). The accuracy of IRI in the description of development of the equatorial (Appleton) anomaly. *Advances in Space Research*, 39(5), 687–690. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.06.020>
- Dungey, J. W. (1956). Convective diffusion in the equatorial F region. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 9(5–6), 304–310. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(56\)90148-9](https://doi.org/10.1016/0021-9169(56)90148-9)
- Ettus Research. (n.d.). Examples Provided with the USRP Hardware Driver. Retrieved from https://www.ettus.com/content/files/kb/application_note_uhd_examples.pdf
- Ezquer, R. G., & Racidella, S. M. (2008). Ionosfera de bajas latitudes: efectos sobre señales de satélites recibidas en Tucumán. *Física de La Tierra*, Universidad Complutense de Madrid, 20, 61–81. Retrieved from <http://revistas.ucm.es/index.php/FITE/article/view/FITE0808110061A/11474>
- Feltens, J. (2000). Die Ionosphären-Arbeitsgruppe des Internationalen GPS Service (IGS). *Proceedings Nationaler Workshop Zum Weltraumwetter*, (Neustrelitz), 161–169.
- Ferguson, J. A. (1998). *Computer Programs For Assessment of Long Wavelength Radio Communications version 2.0.* Quality.
- Fu, L.-L., Christensen, E. J., Yamarone, C. A., Lefebvre, M., Ménard, Y., Dorrer, M., & Escudier, P. (1994). TOPEX/POSEIDON mission overview. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12), 24369. <https://doi.org/10.1029/94JC01761>

- Grubb, R. N., Livingston, R. C., & Bullett, T. W. (2008). A new general purpose high performance HF Radar. URSI General Assembly, 1–8.
- Hernández-Pajares, M., Aragón-Ángel, Á., Defraigne, P., Bergeot, N., Prieto-Cerdeira, R., & García-Rigo, A. (2014). Distribution and mitigation of higher-order ionospheric effects on precise GNSS processing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3823–3837. <https://doi.org/10.1002/2013JB010568>
- Hernandez-Pajares, M., Juan, J. M., Sanz, J., Orus, R., Garcia-Rigo, A., Feltens, J., ... Krankowski, A. (2009). The IGS VTEC maps: a reliable source of ionospheric information since 1998. *Journal of Geodesy*, 83(3–4), 263–275. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0266-1>
- Hernández, Enrique Escamilla Ponomaryon, V., Ikuo, A., & Endo, H. (2005). Uso de FPGA para realizar compresión del pulso de radar. *Científica*, 9, 73–81. Retrieved from <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=61490204>
- Herraz Sarachaga, M. (2014). Estudio de las tormentas geomagnéticas y evaluación de su impacto en el ámbito de las tecnologías e infraestructuras en España y Portugal. *Seguridad Y Medio Ambiente*, 33, 18–34.
- Herring, T. (1992). Modeling Atmospheric Delays in the Analysis of Space Geodetic Data. *Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*, 157–164.
- Hobiger, T., Kondo, T., & Schuh, H. (2006). Very long baseline interferometry as a tool to probe the ionosphere. *Radio Science*, 41(1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005RS003297>
- Hocke, K., & Schlegel, K. (1996). A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982-1995. *Annales Geophysicae*, 14(9), 917–940. <https://doi.org/10.1007/s00585-996-0917-6>
- Hoque, M. M., & Jakowski, N. (2008). Estimate of higher order ionospheric errors in GNSS positioning. *Radio Science*, 43(5), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007RS003817>
- Hoque, M. M., & Jakowski, N. (2010). Higher order ionospheric propagation effects on GPS radio occultation signals. *Advances in Space Research*, 46(2), 162–173. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.02.013>
- Huang, C. Y., Burke, W. J., Machuzak, J. S., Gentile, L. C., & Sultan, P. J. (2001). DMSP observations of equatorial plasma bubbles in the topside ionosphere near solar maximum. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 106(A5), 8131–8142. <https://doi.org/10.1029/2000JA000319>
- Huang, J., & MacDougall, J. W. (2005). Legendre coding for digital ionosondes. *Radio Science*, 40(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004RS003123>
- J. Sanz Subirana, J. M. J. Z. and M. H.-P. (2011). European Space Agency ESA.
- Jakowski, N. und Porsch, F. und Mayer, G. (1994). Ionosphere-induced-ray-path bending effects in precise satellite positioning systems. *Zeitschrift Für Satellitengestützte Positionierung, Navigation Und Kommunikation*, 6–13.
- Kumar, S. (2005). F2-Region Response to Geomagnetic Storms at the Equatorial Anomaly During 1989–2001. *Physica Scripta*, 72(1), 100–104. <https://doi.org/10.1238/Physica.Regular.072a00100>
- Mahafza, B. R. (2000). *Radar Systems Analysis and Design Using MATLAB* (1st ed.). Huntsville, Alabama.

- Mainul, M., & Jakowski, N. (2012). Ionospheric Propagation Effects on GNSS Signals and New Correction Approaches. In *Global Navigation Satellite Systems: Signal, Theory and Applications* (pp. 381–304). InTech. <https://doi.org/10.5772/30090>
- Mansilla, G. A. (2003). Disturbances at F2-region heights of equatorial anomaly during geomagnetic storms. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 65(9), 987–995. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(03\)00119-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(03)00119-6)
- Memarzadeh, Y. (2009). Ionospheric Modeling for Precise GNSS Applications. Retrieved from <http://resolver.tudelft.nl/uuid:e0023223-0c81-433d-b65d-1270bb69915a>
- Merrill I. Skolnik. (2008). *Radar Handbook*, Third Edition (Third Edit). McGraw-Hill Professional.
- Morfitt, David G. ; Shellman, C. H. (1976). “MODESRCH”, An Improved Computer Program for Obtaining ELF/VLF/LF Mode Constants in an Earth-Ionosphere Waveguide. Retrieved from <http://oai.dtic.mil/oai/oai?verb=getRecord&metadataPrefix=html&identifier=ADA032573>
- Orus, R., Hernández-Pajares, M., Juan, J. ., Sanz, J., & Garcia-Fernandez, M. (2002). Performance of different TEC models to provide GPS ionospheric corrections. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(18), 2055–2062. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00224-9](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00224-9)
- Palacios Caicedo, J. C. (2010). Cálculo del contenido total de electrones (tec) en la ionosfera colombiana mediante la utilización de una red de estaciones de rastreo satelital (REICO). Universidad Nacional De Colombia. Retrieved from Tesis mestria
- Portieles, M.; deArmas, R. (2012). Desarrollo en FPGAd e la Señal Excitadora del Transmisor y del Receptor Digital Para un Radar de Sondeo Ionosférico. Instituto Superior Politécnico “José Antonio Echevarría.”
- Portieles Pérez, M., & de Armas Lefrán, R. (2012). Desarrollo en FPGA de la señal excitadora del transmisor y del receptor digital para un radar de sondeo ionosférico. Instituto Superior Politécnico “José Antonio Echevarría.”
- Poulsen, William L., Inan Umran S., et al. (1993). A multiple mode three dimensional model of VLF propagation in the earth ionosphere waveguide in the presence of localized D region disturbaces (Poulsand et.al).pdf. *Journal of Geophysical Research*, 98, 1705–1717.
- Quiroga Ruiz, C. F. (2016). Implementación de una ionosonda electrónica para el monitoreo de electrónes (TEC) de la columna proyectada tierra ionosfera. Universidad del Valle.
- Ratcliffe, J. A. (1973). An introduction to the ionosphere and magnetosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(419), 208–209. <https://doi.org/10.1002/qj.49709941923>
- Redmon, R., & Bullett, T. (n.d.). Transmit Antenna for Ionospheric Sounding Applications. The Effects of Brief Mindfulness Intervention on Acute Pain Experience: An Examination of Individual Difference.
- Schaer, S., G. Beutler, L. Mervart, M. Rothacher, and U. W. (1995). Global and Regional Ionosphere Models Using the GPS Double Difference Phase Observable. *Proceedings of the IGS Workshop on Special Topics on New Directions*, 77–92.
- Silva Altamirano, J. A. (2009). Generación del modelo matemático ionosférico local, mediante medidas de falsa distancia a partir de estaciones de monitoreo continuo GPS.

- Skolnik, M. I. (1990). RADAR HANDBOOK (2nd ed.). McGraw - Hill.
[https://doi.org/10.1016/S0140-3664\(14\)00351-X](https://doi.org/10.1016/S0140-3664(14)00351-X)
- Skolnik, M. I. (2008). Radar Handbook. Zhurnal Eksperimental'noi i Teoreticheskoi Fiziki (3rd ed.). <https://doi.org/10.1007/s10194-006-0268-4>
- Stallings, W. (2002). Wireless Communications and Networking. Prentice Hall PTR. Retrieved from <https://books.google.com.co/books?id=o2E-AAAACAAJ>
- The Canadian Advanced Digital Ionosonde: Design and Results. (n.d.). Retrieved May 20, 2017, from <http://www.sws.bom.gov.au/IPSHosted/INAG/uag-104/text/macdoug.html>
- Thébault, E., Finlay, C. C., Beggan, C. D., Alken, P., Aubert, J., Barrois, O., ... Zvereva, T. (2015). International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation. Earth, Planets and Space, 67(1), 79. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9>
- Thomson, N. R. (1993). Experimental daytime VLF ionospheric parameters. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, 55(2), 173-184. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(93\)90122-F](https://doi.org/10.1016/0021-9169(93)90122-F)
- UMass Lowell Center for Atmospheric Research/ Digisonde DPS. (n.d.). Retrieved May 20, 2017, from <http://umlcar.uml.edu/DPS.htm>
- Valladares, C. E., & Villalobos, J. (2008). LISN: una red para la caracterización del estado actual y pronóstico de la ionosfera en América del Sur. Física de La Tierra, 20, 199-213.
- Wait, J. R., & Spies, K. P. (1964). Characteristics of the earth-ionosphere waveguide for VLF radio waves. NBS Technical Note (Vol. 300).
- Wangness, R. K., & Ras Oliva, E. (1983). Campos electromagnéticos. (Limusa, Ed.).
- Zuccheretti, E., & Sciacca, U. (2010). Ionospheric radars development. Retrieved from <http://www.earth-prints.org/bitstream/2122/6958/1/Posgrado.pdf>