



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Análisis de índices de actividad
geomagnética registrados para el
Observatorio Geomagnético de
Teoloyucan en junio de 2015**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Melissa Guadalupe Ramos Corona

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Ana Luz Caccavari Garza



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026

A J. Esteban Hernández Quintero[†]

Este proyecto nació gracias a usted .

*Gracias por su apoyo, confianza, cariño, por creer
en mí y ser la brújula que guió mi camino.*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por brindarme el apoyo y los conocimientos necesarios para poder completar mis estudios universitarios.

Principalmente quiero agradecer a mi directora de tesis la Dra. Ana Luz Caccavari Garza por brindarme su tiempo, apoyo, enorme conocimiento y guía, sin lo cual este proyecto de investigación no habría sido posible.

Expreso mi agradecimiento al Dr. Gerardo Cifuentes Nava por contribuir de manera tan significativa en la elaboración de esta tesis, su experiencia permitió ampliar el análisis y el enfoque en la investigación.

A los miembros del jurado: el Dr. René Efraín Chávez Segura, el Dr. Pedro Corona Romero y la Ing. Xóchitl Flores Soto, por sus valiosas observaciones y seguimiento que enriqueció enormemente este trabajo de investigación.

Asimismo, agradezco al Programa para el Impulso a la Titulación por Actividades Académicas en el Extranjero "PITAAE" de la Dirección General de Cooperación e Internacionalización (DGECI) de la Universidad Nacional Autónoma de México que me permitió realizar una estancia en Brasil en el Observatorio Nacional en Río de Janeiro, en donde estuve bajo la dirección del Dr. Luiz Carlos de Carvalho Benyosef que fue fundamental para mi formación como profesional en el campo del Geomagnetismo.

Finalmente, quiero agradecer al Instituto de Geofísica por brindarme la beca Silvia Bravo, cuyo apoyo fue decisivo para elegir y realizar una investigación de este tipo.

Dedicatoria

A mi mamá por apoyarme incondicionalmente, y a pesar de todo, aconsejarme, creer en mí y alentarme a cumplir mis metas. Gracias por enseñarme a soñar y a hacer lo que más me apasione.

A mi papá que constantemente me ha brindado todo su apoyo, sus consejos y miles de risas.

A mi hermano Dalí que quiero mucho, del que siempre aprendo de nuevo cosas bonitas de la vida y con quien he compartido muchas aventuras.

A mi tía Ara que sin duda alguna ha sido un gran ejemplo para mí, importante en todo sentido de mi vida, y que gracias a su apoyo, tiempo, sapiencia y paciencia pude concluir esta etapa. A mi tía Cris por su apoyo y recibirme siempre con los brazos abiertos.

A mi familia en general, mis tías y mis primos por ser un gran soporte para mí en todo momento.

A mi amiga Naty, quien ha sido mi gran compañera en este camino de la vida, a quien le debo muchas risas, consejos, desveladas y en sentido estricto, el poder seguir soñando con el espacio sideral.

A mi amiga Blanca, por todo su apoyo y cariño, por darme ánimos, alentarme a ser mejor persona y enseñarme que la vida tiene cosas bonitas.

A mi amiga Marce, quien ha sido una pieza clave en todo este proceso de mi tesis. Gracias por acompañarme en todo momento, impulsarme a seguir adelante y darme muchos consejos.

Al Dr. Carlos Eduardo Garza González Vélez, por su guía en todo este camino de la carrera, por sus consejos, tiempo y mucho conocimiento que me regaló.

A mi amigo Diego, por las pláticas, el apoyo y enseñarme mucho a trabajar en campo.

A mis amigos Abraham y Javy por brindarme respaldo y cariño este tiempo.

A mis geoamigos Aime, Kinereth, Marco, Mari, Ana, Jaqui, Alex, Oscar, por ayudarme siempre, acompañarme, y hacer mis días dentro y fuera de la Facultad divertidos.

A mis amigos de Astro Nancy, Ernesto, Juan y Val, por estar ahí para mí y hacerme sonreír mucho.

Índice

1. Introducción	15
1.1. Objetivos de Investigación	16
1.2. Aspectos generales de la metodología utilizada	17
1.3. Estructura	18
2. Antecedentes	19
2.1. Historia general del magnetismo	19
2.1.1. Magnetismo terrestre	19
2.1.2. Magnetismo en México	20
2.2. Observatorios y datos geomagnéticos	21
2.2.1. Redes observacionales	21
2.2.2. Medición de la actividad geomagnética	22
2.2.2.1. Clasificación de magnetómetros	23
2.2.3. Observatorio Magnético de Teoloyucan	29
2.3. Campo geomagnético	31
2.3.1. Componentes del Campo magnético	33
3. Relación Sol Tierra	40
3.1. Variaciones geomagnéticas	42
3.1.1. Variación Diurna	43
3.2. Perturbaciones	44
3.2.1. Tormenta	44
3.2.1.1. Fase de Recuperación e índices geomagnéticos	48
3.2.2. Subtormentas	49
3.3. Índices geomagnéticos	50
3.3.1. Índice DST	51
3.3.2. Índice K	56
3.3.3. Índice Kp	65
3.3.4. Relación entre los índices Dst, K y Kp	69
3.4. Ciclo Solar 24	71

3.4.1.	Actividad Geomagnética durante junio de 2015	73
3.4.1.1.	Tormenta del 8 de junio	73
3.4.1.2.	Tormenta de Solsticio de verano	73
3.4.1.3.	Tormenta del 25 de junio	74
4.	Técnica usada en el procesamiento de la información	76
4.1.	Preparación de los datos	76
4.1.1.	Obtención del índice Dst	76
4.1.2.	Obtención del índice Kteo	77
4.1.3.	Obtención del índice Kp	80
4.2.	Correlación Cruzada entre los índices	81
4.2.1.	Cálculo de la Correlación	83
5.	Resultados del análisis de los índices geomagnéticos durante las tormentas	87
5.1.	Mes de junio	87
5.1.1.	Correlación Dst - Kp	87
5.1.2.	Correlación Dst - Kteo	89
5.1.3.	Comparación de relaciones Dst-Kp y Dst-Kteo para el mes de junio	90
5.2.	Tormentas	91
5.2.1.	Tormenta del 8 de junio	91
5.2.1.1.	Correlación Dst -Kp	91
5.2.1.2.	Correlación Dst -Kteo	92
5.2.1.3.	Comparación de relaciones Dst-Kp y Dst-Kteo para la Tormenta del 8	93
5.2.2.	Tormenta del 22 al 23 de junio	94
5.2.2.1.	Correlación <i>Dst -Kp</i>	94
5.2.2.2.	Correlación Dst -Kteo	95
5.2.2.3.	Comparación de relaciones Dst-Kp y Dst-Kteo para la Tormenta del 22 del 23	97
5.2.3.	Tormenta del 25 de junio	97
5.2.3.1.	Correlación Dst -Kp	97
5.2.3.2.	Correlación Dst - Kteo	98

5.2.3.3.	Comparación de relaciones <i>Dst-Kp</i> y <i>Dst-Kteo</i> para la Tormenta del 25 de junio	100
5.3.	Fases de Recuperación	101
5.3.1.	Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio	101
5.3.1.1.	Correlación <i>Dst - Kp</i>	101
5.3.1.2.	Correlación <i>Dst - Kteo</i>	103
5.3.1.3.	Comparación de relaciones <i>Dst-Kp</i> y <i>Dst-Kteo</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio	104
5.3.2.	Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio	105
5.3.2.1.	Correlación <i>Dst - Kp</i>	105
5.3.2.2.	Correlación <i>Dst - Kteo</i>	107
5.3.2.3.	Comparación de relaciones <i>Dst-Kp</i> y <i>Dst-Kteo</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio	108
5.3.3.	Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio	109
5.3.3.1.	Correlación <i>Dst - Kp</i>	109
5.3.3.2.	Correlación <i>Dst - Kteo</i>	109
5.3.3.3.	Comparación de relaciones <i>Dst-Kp</i> y <i>Dst-Kteo</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015	111
6.	Conclusión y recomendaciones	112
6.1.	Conclusión	112
6.2.	Recomendaciones	115

Índice de figuras

1.	Ubicación de los observatorios magnéticos actualmente operativos en todo el mundo (Tomado de Basavaiah, 2012).	22
2.	Clasificación de sensores de campo magnético en función de sus intensidades de campo (Tomado de Fagaly y Macintyre, 2017).	24
3.	Principio de precesión protónica en analogía con el caso gravitacional terrestre (Modificado de Telford et al., 1990).	25
4.	Magnetómetro de Precesión Protónica (Modificado de Telford et al., 1990).	26
5.	Bombeo óptico. (a) Transiciones entre niveles de energía. (b) Efecto del bombeo sobre la transmisión de la luz (Modificado de Telford et al., 1990).	27
6.	Principio del magnetómetro Fluxgate. Nótese que $H_e = F_e$ (a) Magnetización de los núcleos. (b) Flujo en los dos núcleos para $F_e = 0$. (c) Flujo en los dos núcleos para $F_e \neq 0$. (d) $F_1 + F_2$ para $F_e \neq 0$. (e) Voltaje de salida para $F_e \neq 0$ (Modificado de Telford et al., 1990).	28
7.	Ubicación del observatorio magnético TEO en México (Tomado de Servicio Magnético, 2025b).	30
8.	Diferencia entre el polo geográfico, eje de rotación terrestre y polo geomagnético, eje geomagnético (Tomado de Geofísica UNAM, 2005).	34
9.	Representación completa del Campo Magnético (Modificado de Campbell, 2003).	34
10.	Componentes de las mediciones del campo geomagnético para un vector de campo total F del hemisferio norte, inclinado hacia la Tierra (Tomado de Campbell, 2003).	36
11.	Interconexión de líneas de campo esperada cuando el componente B_z del campo magnético interplanetario es negativo (orientado hacia el sur). (Modificada de Campbell, 2003).	40
12.	Número medio anual y mensual suavizado de manchas solares. Representa el número medio anual de manchas solares (negro) hasta 1749 y número suavizado mensual de manchas solares durante 13 meses (azul) desde 1749 hasta el presente (Tomado de SILSO, 2026).	41
13.	Esquema de la variaciones del Campo Magnético Terrestre (Tomado de Caccavari Garza, 2014).	42

14.	Esquemas de tormentas magnéticas generadas por EMC (arriba) y por RIC (abajo). Si bien los perfiles de estas dos tormentas magnéticas son cualitativamente similares, las causas físicas y las características de las distintas fases de la tormenta son diferentes (Tomado de Tsurutani, 2000).	45
15.	Esquema del proceso de reconexión magnética del FMI con la magnetosfera terrestre y el proceso de inyección de energía en la magnetosfera nocturna. Cabe destacar que el viento solar en sí no tiene un componente sustancial hacia el sur ($-B_z$), lo que requiere procesos específicos: ondas de Alfvén, interacciones de corrientes y eyecciones de masa coronal (EMCs) (Tomado de Tsurutani, 2000).	46
16.	La magnetosfera terrestre muestra el circuito magnetosférico. Se aprecia el sistema de corrientes formado por la corriente de la cola magnetosférica, la corriente de la hoja neutra, la corriente de la magnetopausa, la corriente alineada con el campo y corriente de anillo. El sistema de corrientes está estrechamente relacionado con la actividad magnetosférica y con la actividad solar (Tomado de Cordero Tercero et al., 2013).	47
17.	Ejemplo de señales del índice <i>Dst</i> y <i>K_{teo}</i> de la fase de recuperación de una Tormenta. Elaboración propia.	49
18.	Ejemplo de una tormenta geomagnética (del 4 al 5 de noviembre de 2003) identificada en este estudio. Las fases inicial, principal y de recuperación, así como la intensidad máxima de la tormenta, se identifican en la figura. Esta tormenta tuvo una <i>Dst</i> (<i>Dst</i>) máxima de -89 nT a las 10 : 00 UT del 4 de noviembre de 2003 (Modificado de Echer et al., 2011).	52
19.	Patrón de flujo adiabático (flechas continuas) de protones magnetosféricos ($E \sim 10 - 200$ keV) en el plano ecuatorial. Las curvas discontinuas representan los límites de la lámina de plasma y la plasmasfera (Tomado de McPherron, 1995).	53
20.	Mapa que muestra la ubicación con un círculo de las cuatro estaciones que se utilizan para construir el índice (Tomado de Sugiura, 1964).	54
21.	Índice <i>K</i> calculado para el Observatorio Magnético de Teoloyucan México, del 21 al 27 de enero del 2026 (Tomado de de Geofísica UNAM, 2026b).	57
22.	Magnetograma que muestra las variaciones en la componente <i>Y</i> del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Ilustrativamente, el valor máximo y el valor mínimo de <i>Y</i> para cada 3 horas, está denotado a través de la línea punteada (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	59

23.	Magnetograma de los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Los números en naranja y puntos rojos indican la cantidad de datos por hora por aun día. Las áreas azules marcan el L usado para calcular ese promedio (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	60
24.	Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados mediante la Curva S_R (curva roja) (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	61
25.	Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados corregida mediante la S_R preliminar (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	62
26.	Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio con recálculo de L para el nuevo K (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	62
27.	Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados corregida mediante la S_R final (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	63
28.	Magnetograma que presenta los datos en las componentes Y y X del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Donde se muestra el K final como Comp K calculado por medio del algoritmo del FMI; y Hand K que Índice K escalado manualmente por un operador (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).	64
29.	Paneles superiores: Mapa mundial de las 13 estaciones Kp actuales (puntos rojos, véase también la Tabla 2) con coordenadas geográficas (líneas punteadas), coordenadas QD (líneas continuas), ecuador geomagnético (línea gruesa en la latitud QD 0°) y zonas aurorales (líneas azules en las latitudes QD $+67^\circ$ y -67°). Los rectángulos amarillos indican el área de los tres mapas regionales ampliados con las estaciones Kp actuales (en rojo) y todas las anteriores (en azul) (Tomado de Matzka et al., 2021).	66
30.	Esquema de derivación de los índices Kp y ap de 3 h. Ap es el valor medio diario de ap (ambos expresados en “unidades ap ”; 1 “unidad ap ” \sim 2 nT) (Tomado de Mandeia y Korte, 2010).	68

31.	Índice Kp (codificado por colores según la escala de clima espacial de la NOAA para tormentas geomagnéticas) y Dst (línea negra) del 8 al 14 de mayo de 2024. Datos obtenidos de GFZ (https://kp.gfz-potsdam.de/en/ , consultado el 10 de junio de 2025) (Tomado de Bagheri y Dabove, 2025).	70
32.	Comparación entre la respuesta geomagnética regional y planetaria para los eventos 3, 6, 13 y 18. Cada evento muestra datos de los índices Dst , ΔH , Dst , Kp , Dst_{λ} y $Kmex$. Los índices planetarios se representan con líneas continuas verdes, mientras que los índices geomagnéticos locales se representan con líneas continuas negras. El índice Dst_{λ} se indica con la línea roja (Tomado de Castellanos-Velazco et al., 2024).	71
33.	Número total de manchas solares con valor medio y suavizado obtenido durante el Ciclo Solar 24 (Tomado de Kaplan, 2024).	72
34.	Índice Dst . Elaboración propia.	77
35.	Componentes vectoriales del campo magnético para Teoloyucan (TEO). Gráficos creados en MagPy V 2.0.	78
36.	Índice $Kteo$ en escala quasilogartímica para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.	79
37.	Índice $Kteo$ en nanoteslas para el mes de junio del 2015. Elaboración propia.	79
38.	Índice Kp en escala quasilogartímica para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.	80
39.	Índice Kp en nanoteslas para el mes de junio de 2015. Elaboración propia. Elaboración propia.	81
40.	Fases de las tormentas geomagnéticas para el mes de junio del 2015. Elaboración propia.	84
41.	Gráfica comparativa entre las técnicas de correlación cruzada, utilizando un algoritmo implementado por la autora y la función “correlate” de la librería SciPy de Python. Elaboración propia.	85
42.	Índice Dst y Kp para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.	88
43.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.	88
44.	Índice Dst y $Kteo$ para junio. Elaboración propia.	89
45.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y $Kteo$ para el mes junio de 2015. Elaboración propia.	90
46.	Índice Dst y Kp para la Tormenta del 8 de junio. Elaboración propia.	91

47.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 8 de junio de 2015. Elaboración propia.	92
48.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 8 de junio. Elaboración propia.	92
49.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 8 de junio de 2015. Elaboración propia.	93
50.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia. . .	94
51.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 22 al 23 de junio. Elaboración propia.	95
52.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 22 al 23 de junio. Elaboración propia.	96
53.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.	96
54.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	97
55.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	98
56.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	99
57.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	99
58.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.	101
59.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.	102
60.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.	103
61.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.	104
62.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.	106
63.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.	106
64.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.	107

65.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio e 2015. Elaboración propia.	108
66.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	109
67.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	110
68.	Índice <i>Dst</i> y <i>Kteo</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	110
69.	Correlación Cruzada Normalizada entre el índice <i>Dst</i> y <i>Kp</i> para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.	111

Índice de tablas

1.	Componentes Magnéticas de los 3 sistemas coordinados y sus ecuaciones de transformación (Tomado de Cifuentes Nava, 2009).	38
2.	Unidades Equivalentes del Campo Magnético (Tomado de Campbell (2003)).	39
3.	Clasificación de tormentas acorde al índice Dst (Tomado de Loewe y Prölss, 1997).	48
4.	Clasificación de tormentas acorde al índice K (Tomado de (NOAA, 2026)).	48
5.	Valores de las escalas para el índice K del Observatorio de Niemegek (Modificada de Matzka et al., 2021)	59
6.	Valores de las escalas para el índice K de los Observatorios de Niemegek y Teoloyucan.	65
7.	Geomagnetic Observatories Currently Contributing to Kp (Kp-Stations) ^a <i>BGS</i> , Servicio Geológico Británico; <i>DTU</i> , Universidad Técnica de Dinamarca; <i>GA</i> , Geoscience Australia; <i>GFZ</i> , Centro Alemán de Investigación en Geociencias <i>GFZ</i> ; <i>GNS</i> , GNS Science; <i>NRCan</i> , Recursos Naturales de Canadá; <i>SGU</i> , Servicio Geológico de Suecia; <i>USGS</i> , Servicio Geológico de los Estados Unidos. ^b <i>Para 2020</i> (Tomado de Emmert et al., 2010).	67
8.	Conversión de Kp a ap (Tomado de Mandeia y Korte, 2010).	69
9.	Fechas de las Fases de las Tormentas de junio 2015. Elaboración propia.	83

1. Introducción

Los índices geomagnéticos son mediciones del campo magnético terrestre, los cuales se clasifican como índices planetarios, regionales y locales que tienen la función de proporcionar información resumida de forma continua sobre fenómenos que son complejos de una localidad, región o zona. A su vez, los índices varían con el tiempo y se componen de un conjunto de valores discretos, cada uno de ellos caracteriza el fenómeno en consideración durante un cierto intervalo de tiempo constante.

Entre los índices geomagnéticos se encuentran el Disturbance Storm Time (*Dst*), Planetary *K*-Index (*Kp*) y el *K* local mexicano (*Kteo*) que serán el eje central del análisis de la investigación que se desarrolla en este documento. Dado que estos índices reaccionan ante la ocurrencia de las tormentas geomagnéticas, permiten establecer un análisis individual entre ellos. Lo anterior se comprueba ya que los tres índices utilizan la componente horizontal del campo geomagnético para diferentes fenómenos como son las tormentas.

Esta investigación explora la manera en que un fenómeno físico global puede tener impacto en el campo magnético local de México mediante el análisis de los datos arrojados por los índices *Dst* y *Kteo*. Posteriormente, se analiza ese impacto con la relación entre el índice *Dst* y *Kp* a escala global, esto con la finalidad de comparar si lo local es igual a nivel planetario entre los índices. De esta forma, la relevancia de la investigación radica en generar una caracterización que amplíe la manera en que se estudia el comportamiento e impacto de las tormentas geomagnéticas adicional y complementaria a la actividad geomagnética registrada por *Kteo* en el Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO).

1.1. Objetivos de Investigación

El objetivo principal de esta investigación es:

Analizar los índices geomagnéticos Dst , Kp y $Kteo$ durante las tormentas registradas en el mes de junio del 2015 por el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan.

Presentando como objetivos particulares:

- Comparar los índices Dst y Kp para la identificación del tipo de correlación que existe y el retraso entre sus señales para la tormenta y para la fase de recuperación durante el mes de junio del 2015.
- Comparar los índices Dst y $Kteo$ para la identificación del tipo de correlación que existe y el retraso entre sus señales para la tormenta y para la fase de recuperación durante el mes de junio del 2015.
- Interpretar los resultados de las comparaciones entre los índices $Dst-Kp$ y $Dst-Kteo$ para identificar la diferencias y similitudes entre ambas correlaciones durante el mes de junio del 2015.

1.2. Aspectos generales de la metodología utilizada

Para obtener y analizar los datos requeridos para esta investigación se tomó en cuenta la información obtenida de diversos observatorios: El índice Dst se obtuvo del Centro Mundial de Datos (WDC) que se nutre de la información proporcionada por diversos observatorios alrededor de la región ecuatorial del mundo. Mientras que el Kp se obtuvo de los datos emitidos por el GeoForschung Zentrum (GFZ).

Respecto al índice $Kteo$ se estima a partir del análisis de la información adquirida en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan (TEO), ubicado Noreste del Estado de México, en donde se generan los datos de las componentes vectoriales correspondientes al campo magnético que sirven para estudiar el comportamiento y los fenómenos del campo. En este contexto, los datos geomagnéticos del índice $Kteo$ fueron recopilados mediante un magnetómetro GSM90 y un variómetro digital LAMA.

En cuanto a las técnicas usadas en el procesamiento de la información, los datos de los distintos índices fueron pre-procesados mediante el uso de scripts desarrollados específicamente para la limpieza y depuración de la información, el análisis estadístico de su viabilidad y la sincronización temporal de los registros, considerando únicamente los periodos de interés para el estudio. Posteriormente, se realizó la correlación cruzada entre los índices $Dst-Kp$ y $Dst-Kteo$ por medio de la elaboración de código en Python.

Es importante destacar que los datos de los índices fueron procesados y analizados de manera selectiva, atendiendo a periodos específicos de actividad geomagnética. El periodo de estudio comprende junio de 2015, en este mes surgieron tres tormentas geomagnéticas: la Tormenta del 8 de junio cuya fase de recuperación duró más de 12 días; la Tormenta del Solsticio de Verano que abarca del 22 al 23 de junio (siendo la segunda más grande del año), y finalmente, una Tormenta que ocurrió el 24 de junio consecutiva a la anterior, ésta ocurrió justo en la fase de recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio.

A partir de los periodos establecidos para las tormentas geomagnéticas se analizaron los resultados de las correlaciones entre los índices $Dst-Kp$ y $Dst-Kteo$ para el periodo completo de las tormentas y para las fases de recuperación de las mismas, con lo que se logró identificar los aspectos relacionados con la diferencias y similitudes entre ambas correlaciones durante el mes correspondiente. Estos resultados consistieron en gráficas que arrojaban valores de adelanto o retraso en horas respecto a las señales entre los índices Dst , Kp y $Kteo$.

1.3. Estructura

Para cumplir con el objetivo de esta investigación se diseñaron cinco capítulos principales:

Capítulo: Antecedentes, hace un recorrido sobre el geomagnetismo a nivel mundial y en México. También proporciona información sobre los observatorios magnéticos. Además, proporciona elementos teóricos sobre el campo magnético.

Capítulo: Relación Sol Tierra, se exponen conceptos importantes que darán sustento teórico a la investigación, en los que se profundiza la relación entre las características y fenómenos magnéticos que se presentan en la Tierra.

Capítulo: Técnica usada en el procesamiento de la información, describe los pasos que se siguieron desde el pre-procesado y durante el procesamiento de los datos para obtener la correlación cruzada entre los índices.

Capítulo: Resultados del análisis de los índices geomagnéticos durante las tormentas, en él se muestran los principales hallazgos encontrados a través de la aplicación de las técnicas en el procesamiento de la información.

Es así como los cuatro capítulos anteriores que conforman esta investigación están ordenados y diseñados para contribuir a la forma en que se analizan los índices geomagnéticos por medio de la aplicación de técnicas que hacen un procesamiento de los datos de forma clara y precisa.

2. Antecedentes

2.1. Historia general del magnetismo

2.1.1. Magnetismo terrestre

La curiosidad humana en la exploración de su entorno propició que, de manera natural se generaran preguntas, y en consecuencia, que se buscaran respuestas propias de lo observado y experimentado. Este proceso se ha hecho presente a lo largo de la historia, siendo el geomagnetismo protagonista tanto de las preguntas más complejas, como de las repuestas más interesantes, aunque basta recalcar, como en palabras de la autora Basavaiah (2012) *"las circunstancias que llevaron a la comprensión del magnetismo, y en esencia del geomagnetismo, fueron lentas y graduales"*.

Alrededor del año 600 a.C., en la antigua Grecia, el filósofo Thales desarrolla un interés por la atracción entre las rocas que poseían propiedades magnéticas. Mientras que para los años 200 a.C. al 100 a.C, los chinos descubrían que estas mismas rocas magnéticas tendían a alinearse preferentemente en ciertas direcciones, además de tener la noción de que la tierra está asociada con una propiedad que tiene cierta injerencia hacia los objetos magnéticos, marcando así, precedente para la creación de la brújula. Posteriormente se darían las observaciones sobre declinación magnética (descubierta en el siglo XV), y como resultado, la medición de la inclinación magnética en 1576 (J. E. Hernández-Quintero, 2022).

Personajes como William Gilbert que en 1600 a través de su obra "De Magnete" pudo generar un estudio sistemático del magnetismo y de la electricidad, brindado así, una noción en que la Tierra se comportaba como un imán gigante (Stern, 2023), mediante la descripción de las líneas de fuerza alrededor de un modelo de tierra esférica (J. E. Hernández-Quintero, 2022). Por otro lado, se tiene a Robert Normann como aquel personaje que en 1576 determinó la propiedad de la aguja imantada (J. E. Hernández-Quintero et al., 2018), además Jean-Charles de Borda figura con el descubrimiento la intensidad horizontal(Stern, 2023).

Además en 1700 Edmund Halley incursiona en la primera expedición de carácter geofísico generando el primer mapa global de la declinación magnética, siendo a finales del siglo, una actividad común para los exploradores el medir la intensidad del campo magnético (J. E. Hernández-Quintero, 2022). Es de esta manera que ya se tenían nociones sobre la variación del campo magnético.

Se debe agregar que Humbolt en el siglo XIX fue un personaje importante realizando observaciones magnéticas, comprobando así, la variación de la intensidad magnética y la existencia de perturbaciones

irregulares a las que denominó "Tormentas magnéticas"(J. E. Hernández-Quintero, 2022). Hacia los 1800 la teoría de campo magnético más relevante publicada en 1836 por K.L.F. Gauss (E. Hernández-Quintero et al., 2018), mediante el desarrollo de instrumentos capaces de medir el campo de manera absoluta, el desarrollo de un modelo matemático para la descripción precisa del campo mediante la comprobación de que el campo magnético de la Tierra es dipolar, y el campo magnético tiene contribución tanto interna como externa, así como su contribución al estudio sistemático de las variaciones de campo magnético terrestre de observatorios (J. E. Hernández-Quintero, 2022).

En definitiva el magnetismo con sus grandes descubrimientos ha sido parte de la historia de la ciencia y la tecnología de la humanidad.

2.1.2. Magnetismo en México

Desde el siglo XVI se tienen mediciones de declinaciones magnéticas en México con Cavendish quien en 1576 mediciones magnéticas en el pacífico del país, mientras que para la Ciudad de México estas mediciones fueron en el año 1769 y 1775 por José Antonio Alzate y Joaquín Velázquez y por Humbolt en el siglo XIX. Para el año 1867 la Escuela de Minería ya realizaba observaciones consecutivas sobre declinación magnética, pero el acervo de las observaciones se perdió y sólo queda el vestigio de su mención en varios documentos de la escuela, en alguno de los cuales se dan las coordenadas precisas del observatorio dentro del colegio en (aunque no se le determina como el primer observatorio dado que sólo trabajaban con las componentes I y D) (Cañon-Amaro, s.f.).

Tiempo después, para 1879, se estableció en la azotea de Palacio Nacional el Observatorio Meteorológico y Magnético Central de México. En este observatorio geomagnético (Magnetic Observatories MOs por sus siglas en inglés) se colocó un magnetómetro unifilar Thompson para determinar las componentes H y D , una brújula de inclinación Negrette-Zambra, cuyos datos fueron publicados en "Elementos magnéticos de la república mexicana" (Sandoval, 1950). El segundo observatorio se edificó en 1889 en los jardines del Observatorio de Tacubaya instalándose un magnetómetro Elliot Dover No. 123 para las componentes H y D y una brújula de inclinación Negrette-Zambra para medir I , además de un juego de variómetros Carpentier (Cañon-Amaro, s.f.).

En ambos observatorios el cambio en las condiciones del lugar afectaron la toma de datos, por lo que para ambos casos, fue necesario migrar el observatorio, surgiendo así la necesidad de un tercer observatorio que se situó en Teoloyucan en el Estado de México, al norte de la CDMX (desde 1914). El Observatorio de Teoloyucan (OMT) se mostró con condiciones estables, que en palabras de E. Hernández-

Quintero et al. (2018) a través de este observatorio fue posible “medir las variaciones del campo magnético a alturas significativas” (p.37). Posteriormente, en el año 1949 el observatorio queda formalmente a cargo del Instituto de geofísica e la UNAM. El observatorio se mantiene en la misma zona. En la actualidad cuenta con variógrafos Fluxgate de 3 componentes, magnetómetros Overhauser de intensidad total y magnetómetros de declinación e inclinación magnética (E. Hernández-Quintero et al., 2018). Los datos siguen siendo válidos para el estudio de la variación diurna, y de la tendencia de variación secular de Intermagnet.

De manera general, uno de los aspectos importantes en torno a los observatorios geomagnéticos (OMs) es el encontrarse en una ubicación ideal, donde exista la menor interferencia en la señal magnética, como lo pueden ser cableados de luz o estructuras metálicas cercanas. Además, tiene que tenerse en consideración el tipo de componente que se planea medir y el respectivo instrumento que pueda ayudar a cumplir con el objetivo. Aunado a lo anterior, es necesario tener datos sobre la latitud, longitud y la temperatura del lugar donde se encuentra instalado el instrumental.

2.2. Observatorios y datos geomagnéticos

En general, los Observatorios Geomagnéticos tienen por objetivo registrar de forma continua y precisa los valores de las componentes del campo geomagnético y del campo total. Estos datos son utilizados en diversas disciplinas como lo puede ser meteorología, la sismología o la geología (Instituto Geográfico Nacional, 2020).

2.2.1. Redes observacionales

Las redes de estaciones geomagnéticas son esenciales para monitorear los fenómenos ionosféricos y magnetosféricos, basta decir que la precisión y la estabilidad de los datos magnéticos son claves en un observatorio, es así, que la existencia de las redes permite reforzar la precisión en los registros respecto a la dirección e intensidad del campo magnético en ubicaciones fijas durante largos periodos de tiempo. Los observatorios deben de contar con al menos una precisión de un minuto, ya que los registros permiten identificar cambios en diversas escalas, desde segundos hasta siglos (Basavaiah, 2012). Actualmente se cuenta con un total de 180 alrededor del mundo (Figura 1).



Figura 1: Ubicación de los observatorios magnéticos actualmente operativos en todo el mundo (Tomado de Basavaiah, 2012).

Dentro de las redes observacionales a nivel mundial se encuentran las siguientes:

- International Association of Geomagnetism and Aeronomy (IAGA, por sus siglas en inglés) (for Geosciences (GFZ), 2026).
- International Real-time Magnetic Observatory Network (INTERMAGNET por siglas en inglés) (INTERMAGNET, 2026a).

Donde el OMT ha sido participante de los observatorios que conforman la red en INTERMAGNET (INTERMAGNET, 2026b), formando parte de los muchos observatorios en diferentes latitudes contribuyen al entendimiento del campo geomagnético a través de una red mundial de comunicación.

2.2.2. Medición de la actividad geomagnética

La actividad geomagnética se puede conocer e identificar a partir de las diferentes tecnologías desarrolladas en el ámbito de la instrumentación y de diferentes técnicas en la toma de datos.

Relacionado con la instrumentación, es importante resaltar los siguientes conceptos:

- **Instrumento absoluto:** instrumento capaz de dar la magnitud del campo magnético en unidades físicas básicas absolutas (m, kg, s, A o sus derivadas o ángulo comparado con la dirección geográfica o plano horizontal) o constantes físicas universales (Jankowski y Sucksdorff, 1996).

- **Instrumento relativo:** es un instrumento que mide la desviación de un campo indeterminado. Para conocer el valor del campo indeterminado es necesario realizar una medición absoluta. En el caso de un variómetro es la línea base (Jankowski y Sucksdorff, 1996).
- **Instrumento semi-absoluto:** es un instrumento relativo que, mediante comparaciones suficientemente frecuentes con instrumentos absolutos, proporciona una precisión absoluta aceptablemente alta para la medición en cuestión (Jankowski y Sucksdorff, 1996).

De tal forma que, para medir el campo magnético mediante los instrumentos se hace uso de la inducción magnética B , que representa la magnitud de densidad de flujo magnético o campo de inducción magnética, como su nombre lo indica, se refiere a el flujo magnético o el número de líneas de campo magnético por unidad de área, que es generado por corrientes eléctricas.

Dependiendo el instrumento es su principio de medición originadas por diferentes fenómenos físicos. Acorde a el Sistema Internacional de Unidades, B se reporta en unidades de tesla (T), unidad que es igual a Weber por metro cuadrado (Wb/m) en el Sistema Internacional (Alatorre y Escobar, 2007).

2.2.2.1 Clasificación de magnetómetros

Existen diferentes tipos de sensores, tipificados acorde a ciertas características. Acorde a Fagaly y Macintyre (2017), si lo que se requiere es medir campos débiles (low fields) se hace referencia a rangos menores a $1[mT]$ a los que se les nombra gaussímetros, mientras si se miden campos intensos (high field) se manejan rangos mayores a $1[mT]$ se les denomina magnetómetros, como se muestra en la Figura 2. Aunque acorde a la CENAM en México (Alatorre y Escobar, 2007), se considera que estos instrumentos tienen por nombre “magnetómetros (también llamados gauss-metros o teslámetros)”, no generando una diferenciación entre los mismos.

Sin embargo, ambos trabajos coinciden en que otra clasificación que se da a los sensores, es la que está relacionada en el qué es lo que se mide, es que es la que está relacionada en el qué es lo que se mide, si componentes de tipo escalar, en la cual se busca medir la magnitud la componente total vector del campo magnético; o componentes de tipo vectorial, que como su nombre lo indica son usados para medir una componente vectorial en específico del campo geomagnético (Wikipedia contributors, 2023).

Aunado a lo anterior, existen magnetómetros analógicos y magnetómetros digitales, siendo éstos últimos los que cuentan con mejores características técnicas y metrológicas (Alatorre y Escobar, 2007).

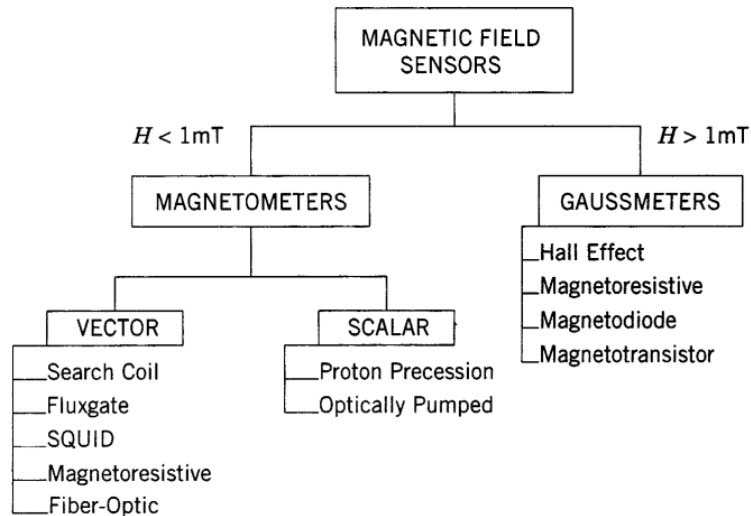


Figura 2: Clasificación de sensores de campo magnético en función de sus intensidades de campo (Tomado de Fagaly y Macintyre, 2017).

A continuación se muestran algunos ejemplos de **magnetómetros escalares**:

Precesión Protónica

De acuerdo con Telford et al. (1990), el magnetómetro de precesión protónica surgió a partir del descubrimiento de la resonancia magnética nuclear en 1945 y se basa en la medición de la frecuencia de precesión libre de protones (núcleos de hidrógeno) que han sido polarizados en una dirección aproximadamente normal a la del campo magnético terrestre. Cuando el campo polarizante se elimina repentinamente, los protones comienzan a precesar alrededor del campo terrestre. En pocas palabras el comportamiento de precesión es similar a un trompo girando, en este ejemplo, el campo magnético de la Tierra proporciona la fuerza de precesión que equivale al papel que juega la gravedad en el movimiento del trompo, mismo que se puede observar en la Figura 3 (Telford et al., 1990).

Los protones precesan con una velocidad angular ω , conocida como la frecuencia de precesión de Lamor, la cual es proporcional al campo magnético total F , de modo que (Telford et al., 1990):

$$\omega = \gamma_p F \quad (1)$$

El protón al ser una carga en movimiento, induce un voltaje en una bobina que rodea la muestra el cual varía a la frecuencia de precesión. De esta forma, el campo magnético puede determinarse a partir de la relación (Telford et al., 1990):

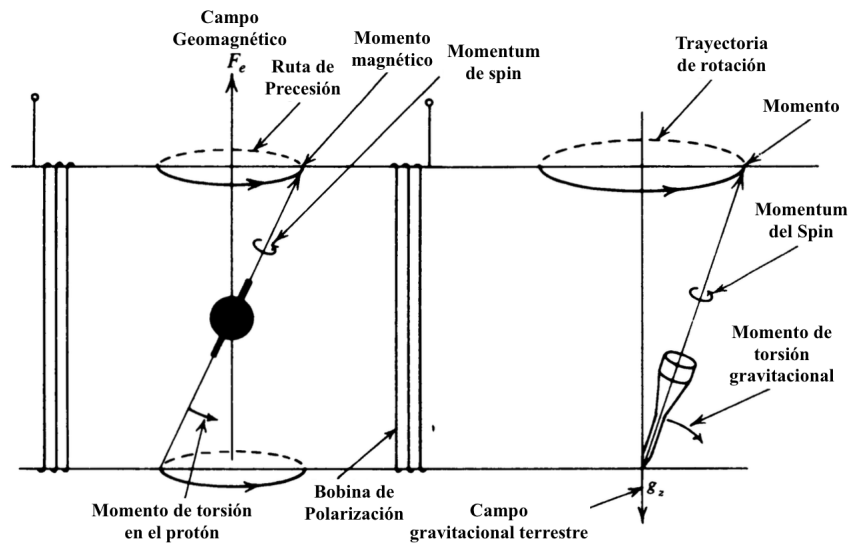


Figura 3: Principio de precesión protónica en analogía con el caso gravitacional terrestre (Modificado de Telford et al., 1990).

$$F = \frac{2\pi f}{\gamma_p} = 23.487 \pm 0.002 [nT]/H_z \quad (2)$$

Dentro de las componentes de este magnetómetro incluye una fuente de protones, un campo magnético polarizante considerablemente más intenso que el campo magnético terrestre y orientado aproximadamente de forma normal a éste, una bobina de captación acoplada estrechamente a la muestra y un amplificador para incrementar el voltaje inducido y un dispositivo de medición de frecuencia.

La fuente de protones suele constituir en un pequeño recipiente con agua (el oxígeno no posee momento magnético nuclear) o en algún fluido rico en hidrógeno, como el alcohol.

El campo polarizante se obtiene haciendo pasar corriente continua a través de un solenoide enrollado alrededor del recipiente que contiene la muestra, el cual se orienta aproximadamente en dirección este-oeste durante la medición. Cuando la corriente del solenoide se interrumpe abruptamente, la precesión de los protones alrededor del campo magnético terrestre es detectada por una segunda bobina en forma de voltaje transitorio, el cual se incrementa y decae durante un intervalo de tiempo, modulado por la frecuencia de precesión, o bien la misma bobina se utiliza tanto para la polarización como para la detección. La señal modulada se amplifica hasta un nivel adecuado y posteriormente se mide su frecuencia como se ilustra en la Figura 4.

Este tipo de magnetómetro sólo permite medir el campo total, no puede registrar datos de forma continua, ya que requiere uno o más segundos entre mediciones. Además instrumento se usa tanto como para aplicación terrestre como para aérea.

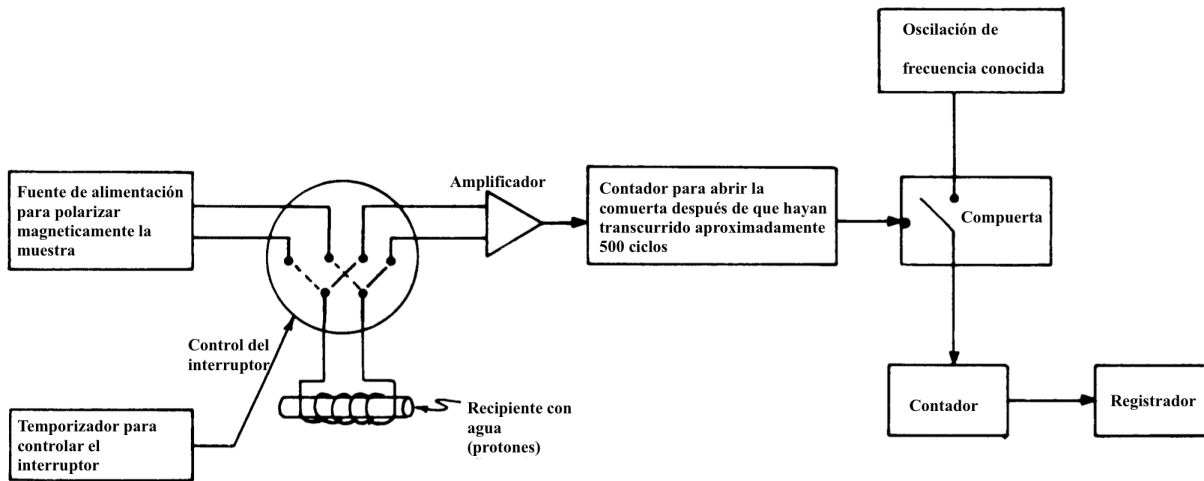


Figura 4: Magnetómetro de Precesión Protónica (Modificado de Telford et al., 1990).

Bombeo Óptico

A partir de lo planteado por Telford et al. (1990) el magnetómetro de bombeo óptico se basa en el principio de que ciertos átomos pueden ser polarizados ópticamente mediante radiación electromagnética y que la respuesta de dichos átomos depende del campo magnético externo al que están sometidos. Este tipo de instrumento permite medir variaciones del campo magnético extremadamente pequeñas.

Para convertir este dispositivo en un magnetómetro, es necesario seleccionar átomos que presentan subniveles de energía magnética adecuadamente espaciados, de modo que puedan responder al débil campo magnético terrestre. Los elementos que se han utilizado con este propósito incluyen cesio, rubidio, sodio y helio. Los tres primeros poseen un solo electrón en la capa externa, cuyo eje de espín puede orientarse de forma paralela o antiparalela al campo magnético externo. Estas dos orientaciones corresponden a los niveles de energía A_1 y A_2 . Existe una diferencia de un cuanto de momento angular entre ambos estados.

El haz de radiación incidente se polariza circularmente, de manera que los fotones poseen un único sentido de espín. Los átomos en el subnivel A_1 pueden entonces ser excitados al nivel B mediante la absorción de un fotón, mientras que los átomos en el subnivel A_2 , que ya poseen el mismo momento angular que B , no pueden realizar dicha transición. Este proceso da lugar a una redistribución de poblaciones entre los niveles energéticos.

La Figura 5 muestra un diagrama esquemático del magnetómetro de vapor de rubidio. La luz proveniente de una lámpara de rubidio se polariza circularmente para iluminar la celda que contiene vapor R_b , tras lo cual se enfoca sobre una fotocelda. El eje del haz se inclina aproximadamente 45° con respecto al

campo magnético terrestre, lo que provoca que los electrones precesen alrededor del eje del campo con la frecuencia de Larmor. En un punto del ciclo de precesión, los átomos se encuentran casi paralelos a la dirección del haz luminoso, mientras que medio ciclo después se encuentran antiparalelos a la dirección del haz luminoso, mientras que medio ciclo después se encuentran antiparalelos. En la primera posición, una mayor cantidad de luz atraviesa la celda que en la segunda. Como resultado, la precesión produce una variación periódica de la intensidad luminosa, que oscila a la frecuencia de Larmor.

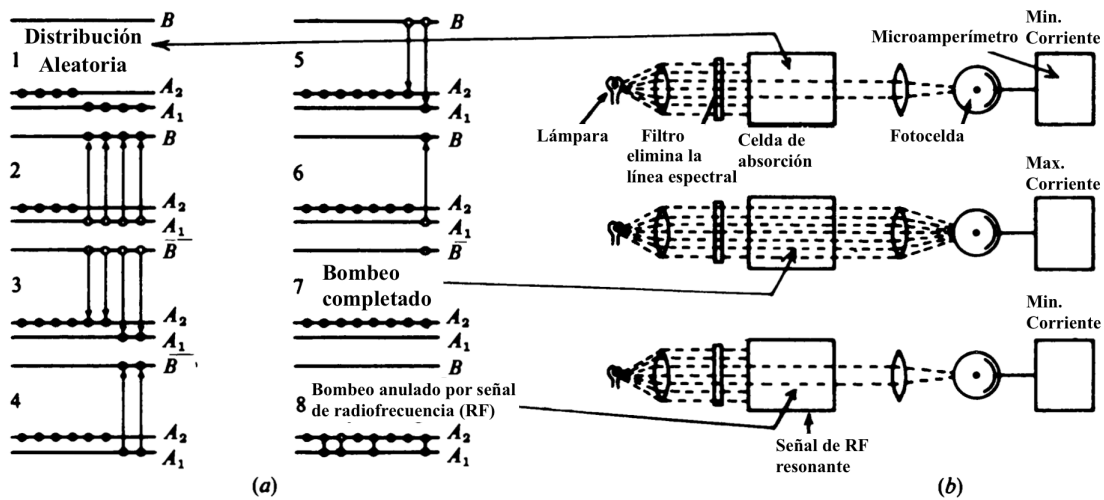


Figura 5: Bombeo óptico. (a) Transiciones entre niveles de energía. (b) Efecto del bombeo sobre la transmisión de la luz (Modificado de Telford et al., 1990).

Ahora se muestra un ejemplo de los **magnetómetros vectoriales**:

Fluxgate

El magnetómetro tipo Fluxgate se desarrolló en la Segunda Guerra Mundial para detectar submarinos. Posteriormente, se ha utilizado para el registro de variaciones diurnas del campo magnético terrestre, en levantamientos aeromagnéticos y en magnetómetros portátiles (Telford et al., 1990).

Este magnetómetro lo denotan como confiable, duradero, físicamente pequeño y requiere un bajo consumo de energía. Mide las componentes vectoriales del campo magnético, en un rango de $0.1 [nT]$ a los $1 [nT]$. El fluxgate, de donde deviene su nombre, es un transductor que convierte el campo magnético a voltaje eléctrico (Fagaly & Macintyre, 2017).

El detector fluxgate tiene como base el núcleo de un material magnético. Este material magnético puede ser mu-metal, permalloy o ferrita, ya que presentan una permeabilidad muy elevada a campos magnéticos débiles (Telford et al., 1990). Es importante mencionar que si se cambia la permeabilidad del material del núcleo, el flujo cambia e induce un voltaje (Primdahl, 2001).

Tal como lo señala el autor Telford et al. (1990) en el diseño más común se emplean dos núcleos, cada uno de los cuales está enrollado con una bobina primaria y una secundaria. Ambos conjuntos se fabrican de la manera más idéntica posible y se montan en forma paralela, de modo que los bobinados se queden en oposición.

Las bobinas primarias se conectan en serie y se alimentan mediante una corriente alterna de baja frecuencia, generada por una fuente de corriente constante. La corriente máxima es suficiente para llevar los núcleos a saturación magnética, en polaridades opuestas, dos veces durante cada ciclo. Las bobinas secundarias se conectan a un amplificador diferencial, cuya salida es proporcional a la diferencia entre las dos señales de entrada.

El efecto de la saturación en los elementos fluxgate se ilustra en la Figura 6 (a). En ausencia de un campo magnético externo, la saturación de los núcleos es simétrica y de signo opuesto cerca del máximo de cada semi ciclo, de modo que las salidas de las dos bobinas secundarias se cancelan mutuamente.

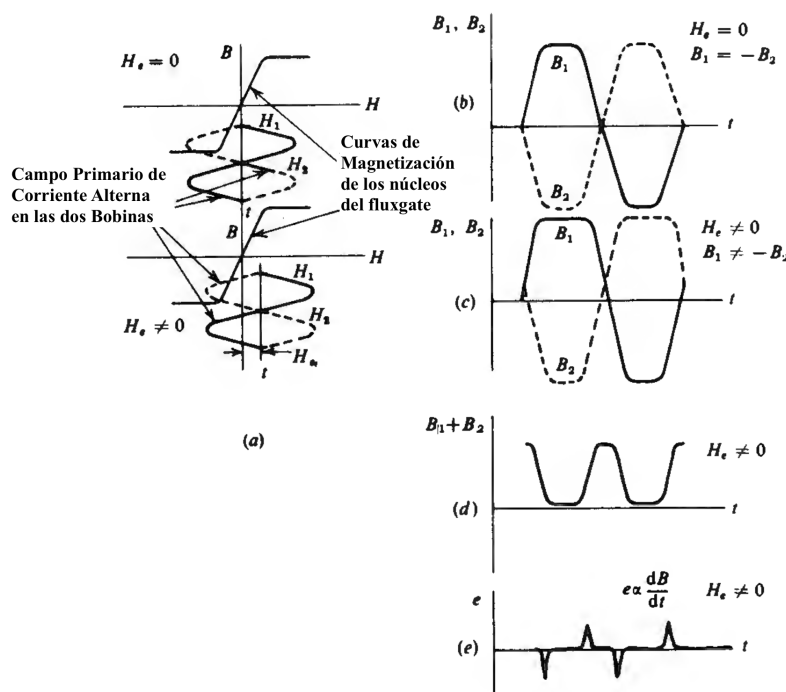


Figura 6: Principio del magnetómetro Fluxgate. Nótese que $H_e = F_e$ (a) Magnetización de los núcleos. (b) Flujo en los dos núcleos para $F_e = 0$. (c) Flujo en los dos núcleos para $F_e \neq 0$. (d) $F_1 + F_2$ para $F_e \neq 0$. (e) Voltaje de salida para $F_e \neq 0$ (Modificado de Telford et al., 1990).

La presencia de una componente externa del campo magnético, paralela a los núcleos, provoca que la saturación ocurra antes en un semi ciclo que en el otro, produciendo un desequilibrio. La diferencia entre los voltajes de salida de las bobinas secundarias aparece como una serie de pulsos de voltaje, que se alimentan al amplificador, como se muestra en la Figura 6 (d).

La altura de los pulsos es proporcional a la amplitud del campo polarizante terrestre. Por lo que cualquier componente del campo magnético puede medirse mediante la orientación adecuada de los núcleos.

Acorde a Alatorre y Escobar (2007) es importante resaltar que existen variables que se deben de tomar en cuenta en al seleccionar el instrumento. Dichas variables pueden abarcar condiciones respecto al nivel de intensidad de campo geomagnético que se necesite medir (su intensidad, homogeneidad, resolución e incertidumbre), el tipo de método con el que se pretende generar del campo magnético y la especie de la técnica de estudio. Esta última variable sobre la técnica, hace referencia a la medición del magnetismo residual o medición de magnetismo ambiental. De forma que el magnetismo residual tiene por definición

En definitiva, la importancia de la medición de la actividad geomagnética radica en que tiene repercusiones a diferentes niveles de la sociedad, por lo que su estudio a través de sus diferentes técnicas, puede contribuir a prevenir situaciones de riesgo.

2.2.3. Observatorio Magnético de Teoloyucan

Como se mencionó con anterioridad, los datos del índice K local (K_{teo}) provienen del Observatorio Geomagnético de Teoloyucan, México. Además, su prefijo para reportar los datos a nivel mundial es TEO. El observatorio se localiza al norte de la Ciudad de México, a $99^{\circ} 11' 35.735''$ de longitud oeste, $19^{\circ} 44' 45.100''$ de latitud norte y a una altitud de 2280 msnm (Figura 7). En el TEO, los datos de las componentes del campo geomagnético se estudian para obtener su comportamiento en México.

El Observatorio cuenta con equipo que se encuentra operando desde julio de 1996, estos son equipos digitales instalados durante el Encuentro Latinoamericano de Instrumentación Geomagnética. El primero de estos, diseñado y construido por el Dr. Jean Rasson y Teotonio Ferreira en el Centre de Physique du Globe en Dourbes (Royal Meteorological Institute) , es un teodolito no magnético RUSKA convertido a un magnetómetro DI-flux para observaciones absolutas y un variógrafo fluxgate de dos componentes (DI, bautizado como LAMA) que operó junto a un PPM Geometrics G856; el segundo es un variógrafo fluxgate de tres componentes FGE (DHZ, bautizado como DMI) que pertenece al Danish Meteorological Institute instalado por el Dr. Ole Rasmussen como variógrafo de reserva (Servicio Magnético, 2025a)

Además, en julio de 2002 se instaló un tercer sensor fluxgate LAMA para tener un variógrafo vectorial completo DFI y se obtuvo por parte del grupo de geomagnetismo del United States Geological Survey un DI-flux montado en un Teodolito no magnético Zeiss THEO020B. En ese mismo mes, comenzó el observatorio comenzó a transmitir sus datos en tiempo real cada hora al GIN de Edinburgo en Gran

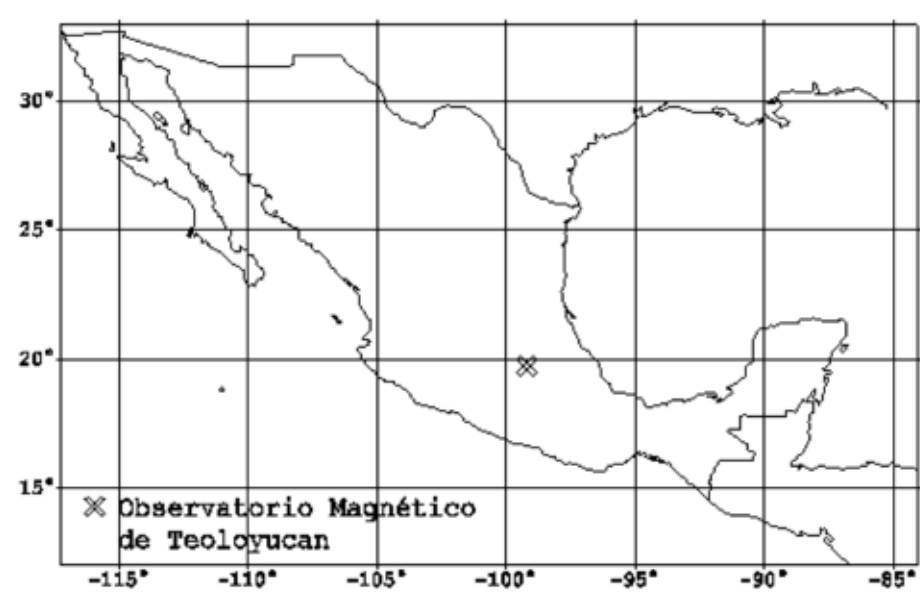


Figura 7: Ubicación del observatorio magnético TEO en México (Tomado de Servicio Magnético, 2025b).

Bretaña para ingresar al proyecto internacional INTERMAGNET, siendo aceptado en mayo de 2003 como tal. A principios de 2005 es sustituido el PPM Geometrics G856 por un magnetómetro Overhauser POS N129 fabricado por el Quantum Magnetometry Laboratory de la Ural State Technical University en Rusia.

Los instrumentos de referencia actuales son un variógrafo fluxgate de 3 componentes DFI, un magnetómetro Overhauser POS N 129 y un DI-flux ZEISS THEO20B, con un variógrafo de respaldo *FGE* y *HDZ*.

Actualmente se pueden consultar los datos en tiempo real del Observatorio Magnético de Teoloyucan en de Geofísica UNAM (2026b). También se encuentra junto con otros 3 observatorios geofísicos dentro del Virtual Earth-Sun Observatory (VESO) del Instituto de Geofísica de la UNAM (de Geofísica UNAM, 2026a).

El Observatorio Geomagnético Nacional (TEO) constituye el pilar fundamental del Servicio Magnético del Instituto de Geofísica. Asimismo, sirve como el referente absoluto para una multitud de investigaciones y exploraciones geofísicas vinculadas al campo magnético terrestre, así como para otras disciplinas afines en nuestro país.

2.3. Campo geomagnético

El magnetismo se define como aquél fenómeno físico por el que los materiales ejercen fuerzas de atracción y repulsión sobre otros materiales, mediante momentos magnéticos atómicos que al sumarse producen un momento magnético total. La palabra proviene del latín que significa “imán”. El magnetismo se presenta como una propiedad inherente de la Tierra, por lo que el entendimiento y avance en la teoría magnética abre paso a la comprensión y desarrollo del geomagnetismo (Velásquez & Ferrari, 2011).

Siendo así, el geomagnetismo es aquella área científica que se ocupa del estudio del Campo Magnético Terrestre (CMT), desde su origen hasta su variación espacial y temporal por medio de registros. Estos registros se realizan mediante observatorios magnéticos permanentes (OMP) (Gil & Juárez, 2022).

A partir de 1938 con Karl Gauss a partir de los datos observacionales disponibles logró demostrar matemáticamente que el campo magnético de la tierra se origina en el interior y menos de uno por ciento se debe a las contribuciones de fuentes externas a la superficie terrestre (Otaola et al., 2013), utilizando la técnica conocida como Análisis Armónicos Esféricos (SHA). El SHA puede considerarse como una técnica matemática para estudiar las variaciones del campo sobre una superficie esférica de manera similar al análisis de las series de Fourier aplicado al estudio de variaciones en el tiempo (Rangarajan, 1970). El campo observado en la superficie puede considerarse compuesto por componentes como se muestra en la ecuación (Blakely, 1996):

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \quad (3)$$

- B : Valor del campo magnético medido en la superficie de la Tierra.
- B_0 : Valor de un campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra y ligeramente desplazado de su centro.
- B_r : Recibe el nombre de su campo residual y puede ser asociado con varios dipolos más pequeños y localizados más superficialmente que el dipolo cuasi central ubicados en diferentes regiones del planeta.
- B_c : Denominado campo cortical, tiene su origen en la corteza terrestre en regiones aún más pequeñas, sus efectos son localizados y usualmente se conoce como campo de las anomalías.

- B_T : Es la parte del campo medido en la superficie que varía más sensiblemente con el tiempo que los otros términos. Este campo se origina en el exterior de la Tierra.

Usualmente, la suma del campo dipolar con el campo residual es llamada **Campo Principal** y la suma de éste con el campo cortical, se le denomina **Campo Interno**, mientras que el término B_T recibe el nombre de **Campo Externo** (Barreto, 1997).

Se considera que el Campo Principal es causado por un mecanismo de dínamo auto excitado en el núcleo fundido. El campo cortical surge del material magnetizado hasta una profundidad de ~ 20 [km] donde las temperaturas están por encima del punto de Curie. Su contribución en la superficie terrestre y cerca de ella, produce grandes heterogeneidades que se extienden unos pocos kilómetros.

El Campo Externo es generado principalmente por sistemas de corrientes eléctricas que se desarrollan tanto en la ionosfera como en la magnetosfera. En particular, durante periodos de intensa actividad solar, la interacción viento solar con la magnetosfera da lugar a perturbaciones a gran escala conocidas como tormentas geomagnéticas, las cuales están dominadas por corrientes magnetosféricas, como la corriente del anillo y las corrientes alineadas al campo. Estas perturbaciones pueden alcanzar amplitudes del orden del 10 % del campo magnético principal, mientras que durante condiciones geomagnéticamente tranquilas el componente externo suele ser inferior al 1 %.

Un buen modelo del Campo Principal es esencial para la preparación de Cartas Magnéticas Globales, para identificar ubicaciones conjugadas para la trayectoria de partículas cargadas en la magnetosfera y para dar un trazado realista de las líneas de campo en ausencia de mediciones reales. También es útil en estudios del campo residual de origen externo, para estudiar el comportamiento a largo plazo del campo y para probar hipótesis sobre su origen. El modelo debería ser preferentemente matemático más que empírico.

Por otro lado, el World Magnetic Survey (WMS) (1957-1969) fue un proyecto internacional, el propósito era formar una base acordada para los cálculos del campo principal y unificar resultados en estudios que requerían el uso de datos magnéticos. Derivado de ello se obtuvo el International Geomagnetic Reference Field (IGRF) que es básicamente un promedio ponderado de los varios modelos candidatos de los SHA del Campo Principal y su variación secular para una época dada, adoptado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) (Rangarajan, 1970). Basta mencionar que cada 5 años se actualizan los coeficientes de los armónicos esféricos para reproducir nuevas mediciones que se ven reflejados en un nuevo modelo de IGRF, mismo que pretende representar al campo geomagnético durante el siguiente periodo nominado para la época (Nava Flores, 2014).

Posteriormente, una vez que se dispone de observaciones adicionales y se ajustan los coeficientes para épocas pasadas, estos modelos adquieren el carácter de definitivos y se designan como DGRF. La producción de modelos de Campo Principal presenta dificultades inherentes debido a la distribución de las observaciones de campo, la corrección por inducción y las limitaciones del procedimiento de análisis.

La evidencia física descarta muchas de las ubicaciones sugeridas para la región de origen del Campo Principal y establece su ubicación en el núcleo externo líquido de la Tierra. Las corrientes en esa ubicación parecen estar impulsadas por el crecimiento gravitacional del núcleo interno y organizadas por la rotación de la Tierra. Sin embargo, aún no se ha llegado a un acuerdo sobre los procesos exactos en el núcleo externo líquido que producen las corrientes dipolares y multipolares.

2.3.1. Componentes del Campo magnético

Una brújula típica, que funcione como un pequeño imán dipolar de aguja, libremente equilibrado o suspendido en su centro por un hilo largo, se alinearán con el campo magnético horizontal local en dirección norte-sur.

Al extremo norte de un imán se le denomina polo norte, mientras que el extremo opuesto corresponde al polo sur. Dado que polos magnéticos opuestos se atraen, el campo magnético terrestre (CMT, o también llamado campo geomagnético) que atrae el polo norte de una aguja imantada hacia la región ártica corresponde, desde el punto de vista físico, a un polo magnético sur.

No obstante, por convención, en el contexto terrestre se mantiene la denominación de **polo norte geomagnético** para la región próxima al Ártico, de modo que únicamente los nombres de los polos geomagnéticos concuerdan con los de los polos geográficos.

En este sentido, se dice que la brújula apunta hacia el norte; pero en realidad, la aguja simplemente se alinea con la dirección local del campo geomagnético, orientándose aproximadamente en sentido norte-sur.

La Figura 8 ilustra la relación espacial entre los polos geográficos y magnéticos de la Tierra, así como la orientación del eje magnético respecto al eje de rotación. La representación del dipolo magnético terrestre, modelado como un imán, permite identificar que el polo norte magnético corresponde físicamente al polo sur del dipolo, lo cual es consistente con la dirección observada de las líneas del campo geomagnético.

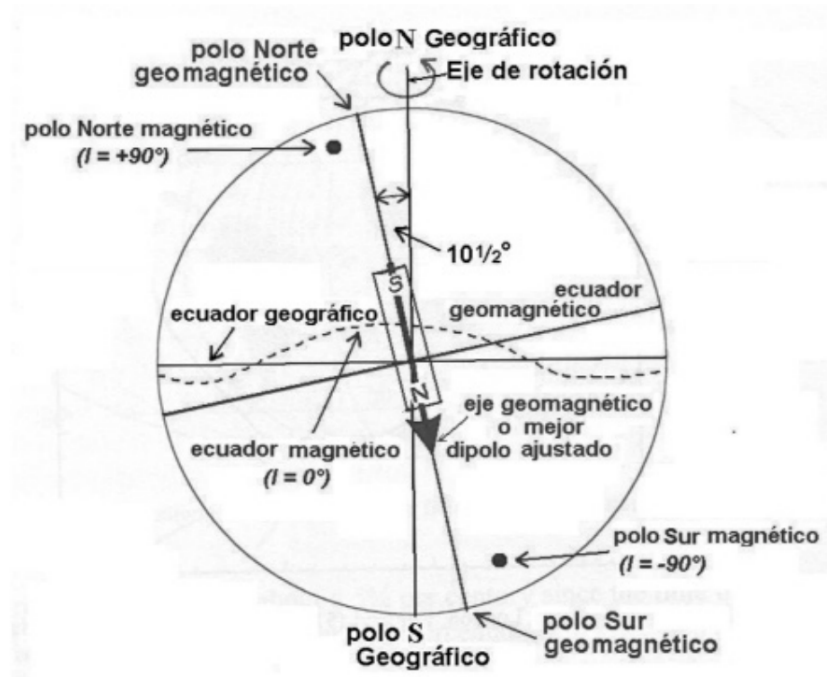


Figura 8: Diferencia entre el polo geográfico, eje de rotación terrestre y polo geomagnético, eje geomagnético (Tomado de Geofísica UNAM, 2005).

Para entender el campo geomagnético a profundidad resulta fundamental definir un sistema de referencia que permita caracterizar su magnitud, dirección y sentido. Este marco de referencia se basa en los tres sistemas de coordenadas: cartesianas, cilíndricas y esféricas. Este marco posibilita una interpretación formal del funcionamiento de la brújula, así como de la relación existente entre los polos magnéticos y los polos geográficos (Como se observa en la Figura 9).

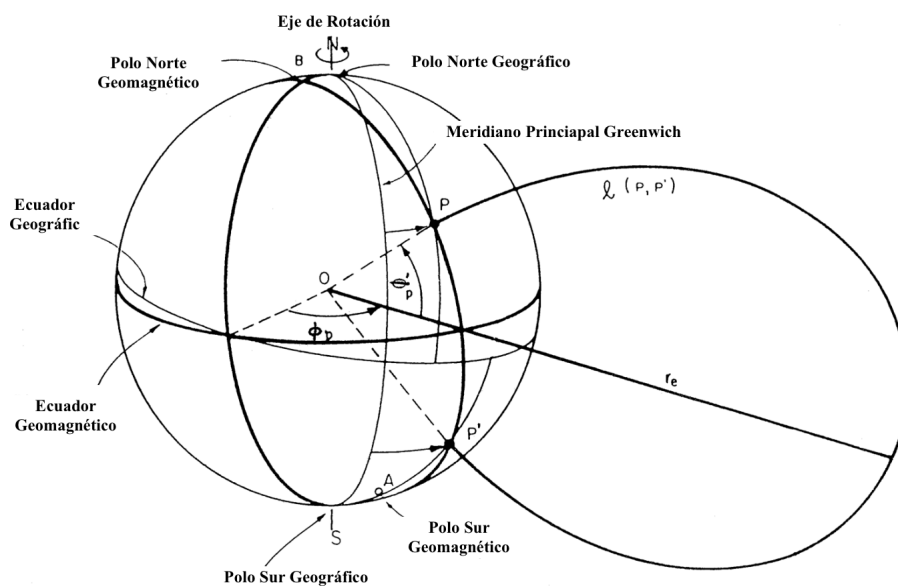


Figura 9: Representación completa del Campo Magnético (Modificado de Campbell, 2003).

Por acuerdo internacional, para describir el campo geomagnético se utilizan un conjunto de nombres y símbolos para describir las componentes del campo magnético terrestre, referido a un “sistema de la mano derecha”, como se lo conoce coloquialmente. El término “sistema de la mano derecha” significa que si alineamos el pulgar y los dos primeros dedos de la mano derecha con los tres bordes que convergen en la esquina de una caja, entonces la dirección X estaría indicada por el pulgar, la dirección Y por el dedo índice (indicador) y la dirección Z por el dedo restante (Campbell, 2003).

La representación gráfica de lo anterior es la Figura 10 que ilustra esta nomenclatura para una ubicación en el hemisferio norte donde el vector de campo total apunta hacia la Tierra. En representación (Figura 10) se maneja que las tres direcciones ortogonales a lo largo de los ejes son X , Y y Z en el espacio, porque forman ángulos rectos (90°) entre sí.

Cuando una medición tiene tanto un tamaño (magnitud), como una dirección, puede dibujarse una flecha con un rumbo particular que se extiende una distancia fija (para indicar la magnitud) desde el origen de un sistema de coordenadas ortogonales, dicha flecha se denomina vector. Cualquier vector puede representarse en el espacio mediante los vectores compuestos de sus tres componentes ortogonales (proyecciones de la flecha a lo largo de cada eje). Se considera que un campo magnético tiene una dirección positiva si un polo norte magnético aislado se mueve libremente en esa dirección (Campbell, 2003).

En la Figura 10 se puede observar la descripción de un vector que representa el campo terrestre de dos formas: (1) tres direcciones de campo de componentes ortogonales con valores positivos para el norte geográfico, el este y la vertical hacia la Tierra (valores negativos para las direcciones opuestas) ó (2) la magnitud horizontal, la dirección angular hacia el este (signo menos “-” para el oeste) de la componente horizontal desde el norte geográfico, y la componente descendente (vertical).

El primer conjunto en las componentes en la Figura 10 se denomina típicamente representación X , Y y Z (componente XYZ); el último conjunto se denomina representación H (horizontal), D (declinación) y Z (hacia la Tierra) (componente HDZ) (o, a veces, DHZ). También se muestra el ángulo de inclinación (inclinación), I , y el vector de campo total, F en la Figura 10.

En los inicios de la navegación a vela, la medida importante para la dirección del barco era simplemente D , el ángulo entre el norte verdadero y la dirección a la que apunta la aguja de la brújula. Por lo tanto, las antiguas observaciones magnéticas utilizaban el sistema HDZ de representación vectorial.

Además, es importante mencionar que la componente B del campo magnético al ser vectorial tiene siete componentes magnéticas que actúan en la superficie de la Tierra. De manera que para poder analizar el campo geomagnético de forma puntual, se necesita conocer al menos tres de sus componentes no

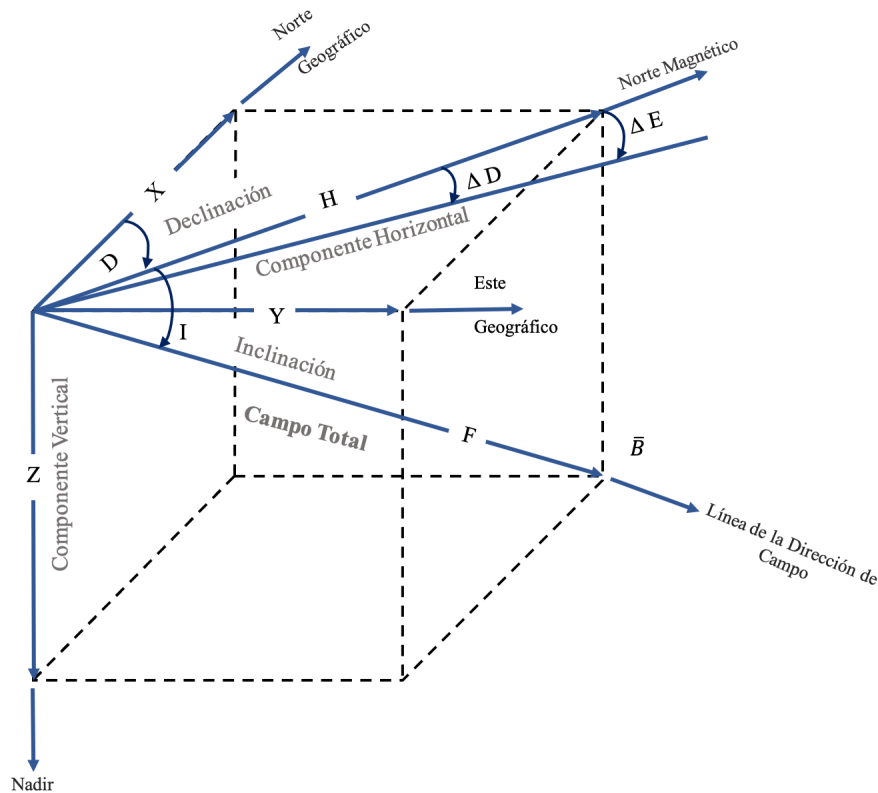


Figura 10: Componentes de las mediciones del campo geomagnético para un vector de campo total F del hemisferio norte, inclinado hacia la Tierra (Tomado de Campbell, 2003).

coplanares, esto lleva a necesitar un sistema coordenado (como se mencionó con anterioridad), en el que de ser coordenadas cartesianas sus componentes serían XYZ , de ser cilíndricas serían las componentes HDZ , mientras que para coordenadas esféricas serían las componentes DFI (Cifuentes Nava, 2009).

Aunado a lo anterior, originalmente el sistema HDZ se utilizaba en la mayoría de los observatorios del mundo porque los instrumentos de medición eran imanes suspendidos y su aplicación directa en la navegación y la topografía terrestre era limitada, y normalmente sólo se necesitaba una lectura angular entre la dirección norte de la brújula y el norte geográfico. Asimismo, en el sistema HDZ los datos provenientes de distintos observatorios tienen diferentes orientaciones de las componentes con respecto al eje de la Tierra y al plano ecuatorial.

Es así que mediante la geometría simple obtienen las componentes X y Y del campo en términos de las componentes HDZ (Campbell, 2003):

$$X = H \cos(D), \quad Y = H \sin(D) \quad (4)$$

La intensidad de campo total, F (o T), da:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2} \quad (5)$$

El ángulo que forma el campo total con el plano horizontal se llama inclinación (I):

$$\frac{Z}{H} = \tan(I) \quad (6)$$

La inclinación media anual de una estación en tiempo de reposo, denominada “latitud de inclinación”, cobra especial importancia para la ionosfera a una altitud aproximada de 60 a 1000 [km], donde la conductividad local depende de la dirección del campo.

Aunque el sistema XYZ proporciona las coordenadas preferidas actualmente para informar el campo y los discos de datos anuales de INTERMAGNET siguen este sistema, los requisitos del índice de actividad, y algunos observatorios nacionales como lo es el caso de Teoloyucan, publican el campo en el sistema HDZ . Es sencillo modificar estos valores utilizando las relaciones angulares que se muestran en la Figura 10. La conversión de X e Y a H y D se convierte en:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2} = H \quad \text{y} \quad D = \tan^{-1}(X/Y) \quad (7)$$

En ocasiones, el ángulo de declinación D en grados (D°) se expresa en intensidad de campo magnético dirigido hacia el este D (nT) y se obtiene a partir de la relación:

$$D(nT) = H \tan(D^\circ) \quad (8)$$

A veces, el cambio de D (nT) con respecto a su media se denomina intensidad de campo magnético hacia el este, ΔE . Para cambios pequeños e incrementales en un valor, se acostumbra a utilizar el símbolo ΔE .

En las coordenadas esféricas de la Tierra, las tres direcciones importantes son el ángulo (θ) medido desde el Polo Norte geográfico a lo largo de un círculo máximo de longitud, el ángulo (ϕ) hacia el este a lo largo de una línea de latitud medida desde una longitud de referencia, y la dirección radial, r , medida desde el centro de la Tierra. En la superficie terrestre (donde x , y y z corresponden a las direcciones $-\theta$, ϕ y $-r$), el campo, B , en coordenadas esféricas se convierte en:

$$B_\theta = -X, \quad B_\phi, \quad \text{and} \quad B_r = -Z \quad (9)$$

El sistema $\phi\theta r$ se utiliza para tratamientos matemáticos en el análisis esférico (como se puede apreciar en la Ecuación 9).

En la Tabla 1 se muestran las componentes magnéticas usadas en cada sistema de coordenadas y las ecuaciones de transformación entre sistemas, tomando como base la geometría presente de la Figura 10.

Tabla 1: Componentes Magnéticas de los 3 sistemas coordenados y sus ecuaciones de transformación (Tomado de Cifuentes Nava, 2009).

Sistema de Referencia	Componentes magnéticas utilizadas	Ecuaciones de Transformación
Coordenadas Cartesianas	X, Y, Z	$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right)$ $Z = Z$
		$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $D = \tan^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right)$ $I = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right) = \sin^{-1} \left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}} \right)$
Coordenadas Cilíndricas	H, D, Z	$X = H \cdot \cos(D)$ $Y = H \cdot \sin(D)$ $Z = Z$
		$F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $D = D$ $I = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{H} \right)$
Coordenadas esféricas	F, D, I	$X = F \cdot \cos(I) \cdot \cos(D)$ $Y = F \cdot \cos(I) \cdot \sin(D)$ $Z = F \cdot \sin(I)$
		$H = F \cdot \cos(I)$ $D = D$ $I = I$

Es relevante señalar que el sistema de coordenadas XYZ es necesario para las mediciones de campo en muchos observatorios de alta latitud debido a la gran disparidad en el ángulo geográfico hacia el norte magnético en los sitios de la región polar. Aunado a lo anterior, el sistema XYZ se está convirtiendo en el sistema de coordenadas preferido para la mayoría de los observatorios.

En ese mismo contexto, las computadoras han simplificado el intercambio de la representación digital del campo en los tres sistemas de coordenadas, ejemplo de ello es la biblioteca MagPy V.2.0 perteneciente a la suite GeomagPy. MagPy contiene rutinas que ayudan a la lectura, procesamiento, análisis y visualización de datos geomagnéticos de diversas redes de observatorios. Además Magpy contiene una interfaz gráfica llamada xmagpy que facilita la visualización de ciertas funciones. La documentación oficial y el acceso a la biblioteca se encuentra en <https://github.com/geomagpy/magpy>.

Adicionalmente relevante recordar que la magnitud de los campos es una cantidad medible y se puede apreciar este hecho, al considerar la fuerza necesaria para separar imanes de diferente intensidad o la fuerza que debe emplearse para alejar la aguja de una brújula de su dirección norte-sur deseada.

Lo que se denomina como “intensidad de campo” resulta de la medición de una cantidad llamada “densidad de flujo magnético”, B , que puede obtenerse mediante una comparación con mediciones de fuerza en condiciones predefinidas con precisión. Las unidades para esta intensidad de campo han variado a lo largo de los años; la Tabla 2 enumera los valores equivalentes de B (Campbell, 2003).

Es por ello que, como se mencionó con anterioridad, es necesario establecer un sistema de referencia para entender mejor desde el funcionamiento del campo magnético terrestre.

$B = 10^4$ Gauss
$B = 1$ Weber/meter ²
$B = 10^9$ gamma
$B = 1$ Tesla

Tabla 2: Unidades Equivalentes del Campo Magnético (Tomado de Campbell (2003)).

3. Relación Sol Tierra

Cuando se habla de la relación Sol-Tierra es necesario hablar del término actividad “Clima Espacial Terrestre”, cuyo propósito es describir aquellos cambios de partículas energéticas y campos electromagnéticos que se originan en el Sol, que interactúan a la magnetosfera terrestre y tienen efectos drásticos sobre la atmósfera terrestre y el campo geomagnético.

El plasma móvil de partículas ionizadas y los campos magnéticos asociados que se expanden desde el Sol se denomina viento solar. Su campo asociado es el campo magnético interplanetario (IMF). El viento solar supera las 150 Unidades Astronómicas (UA), porque la presión del medio interestelar es insuficiente para confinar las partículas energéticas provenientes de la corona solar caliente. A esta región dominada por el viento solar la llamamos heliosfera.

A medida que la Tierra gira alrededor del Sol el campo magnético terrestre reacciona al flujo solar. La propagación del viento solar puede llegar hasta la magnetosfera, donde interactúa y puede comprimir y distorsionar la magnetosfera terrestre, haciendo que ésta adopte una forma asimétrica similar a una lágrima alargada como se observa en la Figura 11.

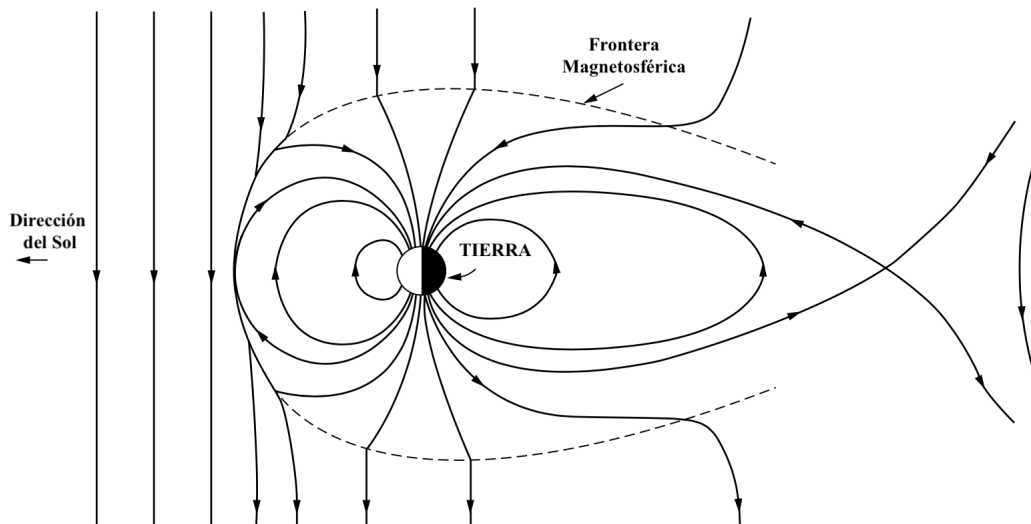


Figura 11: Interconexión de líneas de campo esperada cuando el componente Bz del campo magnético interplanetario es negativo (orientado hacia el sur). (Modificada de Campbell, 2003).

En promedio, el viento solar comprime la magnetosfera terrestre hasta aproximadamente once radios terrestres (R_e) en el lado solar. Como se aprecia en la Figura 11 en contraste al lado día (en la figura se muestra como "Dirección del Sol"), en el lado nocturno, donde la presión dinámica del viento solar es considerablemente menor, el campo geomagnético se extiende formando la cola magnetosférica, la cual

puede alcanzar distancias superiores a la órbita lunar (aproximadamente unos 60 Re). En condiciones particulares, la presión del viento solar puede ser lo suficientemente intensa como para comprimir la magnetosfera subsolar hasta distancias cercanas a la órbita de los satélites geoestacionarios a unos 6.6 Re (Campbell, 2003).

Se dice que el Sol está “activo” cuando la magnitud de sus cambios es notablemente grande con respecto al comportamiento promedio durante decenas de años. Una región activa solar se caracteriza por la presencia de campos magnéticos intensos y una elevada actividad energética en la atmósfera solar. En algunos casos, las perturbaciones observadas en la magnetosfera terrestre pueden asociarse a procesos ocurridos en dichas regiones.

La variación periódica en la intensidad o el número de las diversidad manifestaciones solares se le conoce como actividad del ciclo solar, representado por el Número de Manchas Solares (SSN, por sus siglas en inglés), representación de ello es la Figura 12.

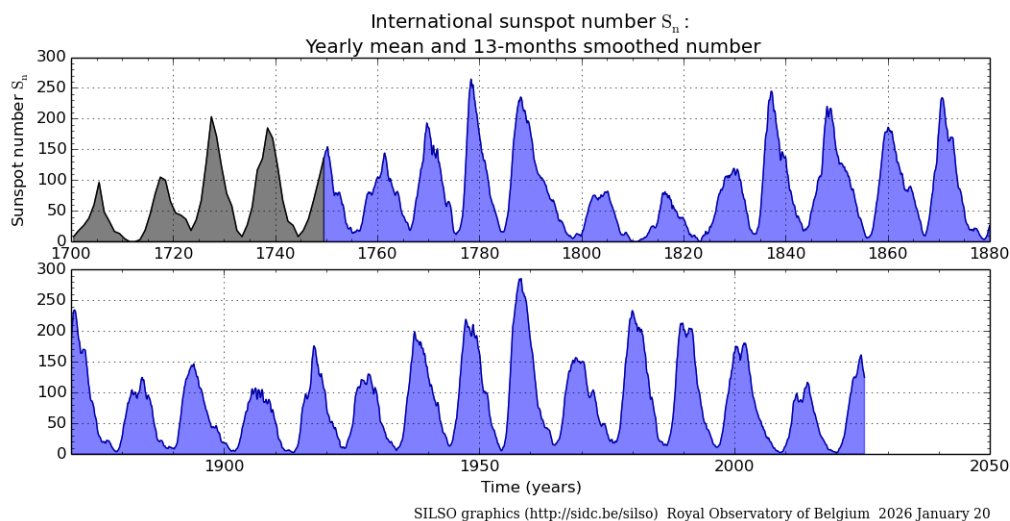


Figura 12: Número medio anual y mensual suavizado de manchas solares. Representa el número medio anual de manchas solares (negro) hasta 1749 y número suavizado mensual de manchas solares durante 13 meses (azul) desde 1749 hasta el presente (Tomado de SILSO, 2026).

El periodo de esta variación cíclica es de aproximadamente 11 años (más precisamente varía entre 9 y 14 años) y en promedio, el tiempo desde el mínimo es de 4.3 años y el tiempo desde el máximo al mínimo es de 6.6 años. Se observa que los ciclos que aumentan más rápidamente tienden a alcanzar máximos más altos, lo que significa que no todos los ciclos comparten la misma magnitud, siendo el más intenso cuatro veces mayor que el más débil. Esto implica una modulación a más largo plazo del ciclo básico de 11 años, y de hecho se han observado otras periodicidades significativas a los 57 y 95 años (Perrone y De Franceschi, 1998).

3.1. Variaciones geomagnéticas

El campo magnético terrestre experimenta distintos tipos de variaciones, tanto de origen interno como generadas externamente sobre la superficie del planeta. Por lo que las variaciones geomagnéticas son aquellas variaciones que están asociadas a los cambios que se producen el campo magnético de la Tierra. Las variaciones externas (como las tormentas solares) se caracterizan por presentar periodos muy breves, que van desde unos segundos hasta algunos días, y se deben principalmente a la actividad solar y su interacción con el campo magnético externo de la Tierra (Caccavari Garza, 2014).

Estas variaciones se pueden visualizar esquemáticamente en la Figura 13, ya que se ha observado que el campo experimenta un espectro muy amplio de variaciones temporales, que se extienden mucho más allá del límite del tiempo real y de las observaciones históricas.

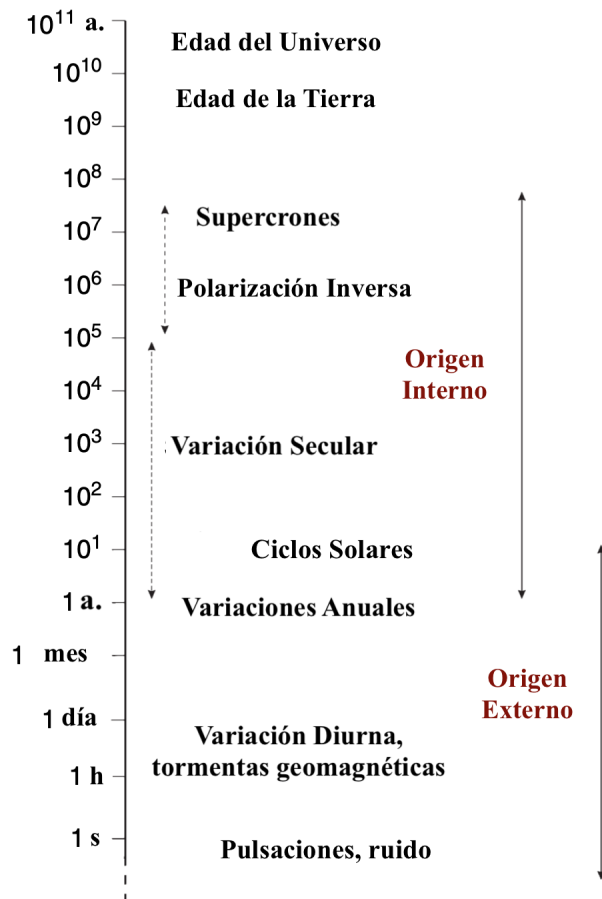


Figura 13: Esquema de las variaciones del Campo Magnético Terrestre (Tomado de Caccavari Garza, 2014).

En las variaciones geomagnéticas, las que presentan un largo periodo, son incluidas dentro de lo que se les conoce como Tierra Sólida debido a que se originan en el interior de la Tierra, están relacionadas a

los términos B_0 , B_r y B_c , partiendo de la Ecuación 3. Por otro lado, para las variaciones de periodo corto, se encuentran asociadas a el término B_r , cuyo origen está asociado a las envolturas gaseosas y plasmáticas de la Tierra.

3.1.1. Variación Diurna

George Graham fue un relojero londinense que observó la declinación con mucha frecuencia entre 1722 y 1723 usando una brújula muy sensible (de 12 pulgadas). Descubrió que la declinación cambiaba incluso en un día, y que a veces la magnitud del cambio alcanzaba hasta 30 minutos de arco. Después de esto, Andreas Celcius y Olof Hjorter realizaron los mismos experimentos en Uppsala entre 1740 y 1747. No solo confirmaron los resultados de Graham, sino que descubrieron que la actividad de las luces del norte (aurora) estaba acompañada de un gran cambio en la declinación. Más tarde, cooperaron con Graham en Londres para realizar mediciones simultáneas y descubrieron que grandes perturbaciones ocurrieron al mismo tiempo en dos lugares el 5 de abril de 1741. Estos son los descubrimientos de las tormentas magnéticas y las variaciones de los días solares tranquilos (Kono, 2010).

Es así que como se mencionó con anterioridad, en 1722, sin las causas, fue registrada por primera vez la variación diurna del campo magnético superficial y, con el paso del tiempo, el fenómeno observado se le asoció a la variación de la corriente eléctrica de la ionosfera, que es la capa eléctricamente conductora de la atmósfera terrestre. Los estudios realizados para comprender su origen han mostrado que se debe a dos variables, una origen solar y otra lunar (en menor medida).

La variación diurna relacionada con el efecto solar, también llamada variación diurna solar quieta (campo S_q), resulta principalmente de las corrientes que fluyen en la capa E de la ionosfera; mientras que la variación diurna, asociada al efecto lunar (campo L), es producida por mareas gravitacionales lunisulares que inducen corrientes en la Tierra.

Ambas variaciones diurnas quedan plasmadas en registros diarios de las variaciones geomagnéticas que se elaboran en varios lugares del mundo. Estos registros muestran la magnitud de los cambios irregulares del campo geomagnético que representan la superposición de muchas componentes espectrales, cuyas amplitudes generalmente se incrementan con el periodo. En ocasiones, los registros cambian un poco con las componentes espectrales de periodo: 24, 12, ocho y seis horas conforme transcurren los días. En esos días, las oscilaciones de las tres componentes ortogonales del campo producen registros que son predecibles y siguen un patrón de cambios graduales a través de las estaciones del año.

Todo esto es debido a que una señal se puede descomponer en diferentes frecuencias, en este caso las

frecuencias se toman por cada cierto periodo de tiempo a modo de componente espectral, la superposición de todas esas componentes genera un registro total en el que existe una combinación entre variaciones de diferentes periodos, unos más largos que otros. Conforme se aumenta el periodo (24, 12), la amplitud aumenta, y esto representa variaciones más largas (todo el día), las cuales a su vez producen fluctuaciones más grandes que las variaciones más rápidas (horas). Es por eso que Cordero Tercero et al. (2013) menciona que en condiciones tranquilas (sin tormentas geomagnéticas), el patrón de variaciones se repite cada día y cambia lentamente con las estaciones del año.

Estrictamente hablando, la variación diurna debería estar restringida solamente a la componente espectral de 24 horas de un fenómeno en particular, pero en el contexto geomagnético los campos S_q no están limitados a un solo periodo y varían lentamente en amplitud y fase a través de los meses del año.

3.2. Perturbaciones

Las perturbaciones magnéticas son cambios temporales, irregulares y espontáneos del campo magnético de la Tierra. En comparación con las variaciones regulares (variación anual, variación diurna, ciclo solar), las perturbaciones no son periódicas, éstas aparecen de forma repentina, pueden durar desde minutos hasta días y están asociadas a los procesos energéticos provenientes de fuentes externas como el Sol y el espacio.

Para el caso de los observatorios geomagnéticos estas perturbaciones se ven como fluctuaciones bruscas o picos que alteran el patrón en condiciones tranquilas o estado no perturbado.

Existen varios tipos de perturbaciones que afectan al campo geomagnético; aquí presentaremos los más importantes: las tormentas, subtormentas, y las pulsaciones (Cordero Tercero et al., 2013).

3.2.1. Tormenta

El término “tormenta” se refiere a los efectos geomagnéticos de una tormenta magnetosférica, la cual es cualquier perturbación prolongada del campo geomagnético debida a variaciones en el viento solar. Estas tormentas, observadas en registros del campo magnético llamados magnetogramas, exhiben la gran variabilidad y complejidad de los fenómenos solares.

El término “tormenta geomagnética” fue utilizado por primera vez por Chapman y Bartels (1940) para describir las perturbaciones magnetosféricas e ionosféricas que ocurren intermitentemente. Los autores referían que las tormentas eran causadas por corrientes solares esporádicas. Tiempo después, se demostró que el viento solar se emite continuamente (Parker, 1958) y que su interacción con el campo geomagnético

forma la magnetosfera.

Existen dos principales orígenes solares del campo magnético interplanetario (CMI) que, típicamente puede provocar tormentas geomagnéticas: el primero es el campo intrínseco y el plasma asociados con fenómenos explosivos que ocurren dentro de la atmósfera superior del Sol (la corona solar), llamados eyecciones de masa coronal (EMCs); o el segundo, donde el campo y el plasma comprimidos y perturbados asociados con la colisión de un flujo rápido de viento solar con un flujo lento precedente, denominados regiones de interacción corrotante (CIRs, por sus siglas en inglés) (McPherron, 1995).

Durante estas tormentas, todo el sistema de corrientes de la magnetosfera y la ionosfera se intensifica, lo que provoca, en consecuencia, cambios en el campo geomagnético medido en la superficie terrestre.

Una tormenta consta de tres fases, dos energéticas y una fase de recuperación, las cuales se pueden observar en la siguiente Figura 14.

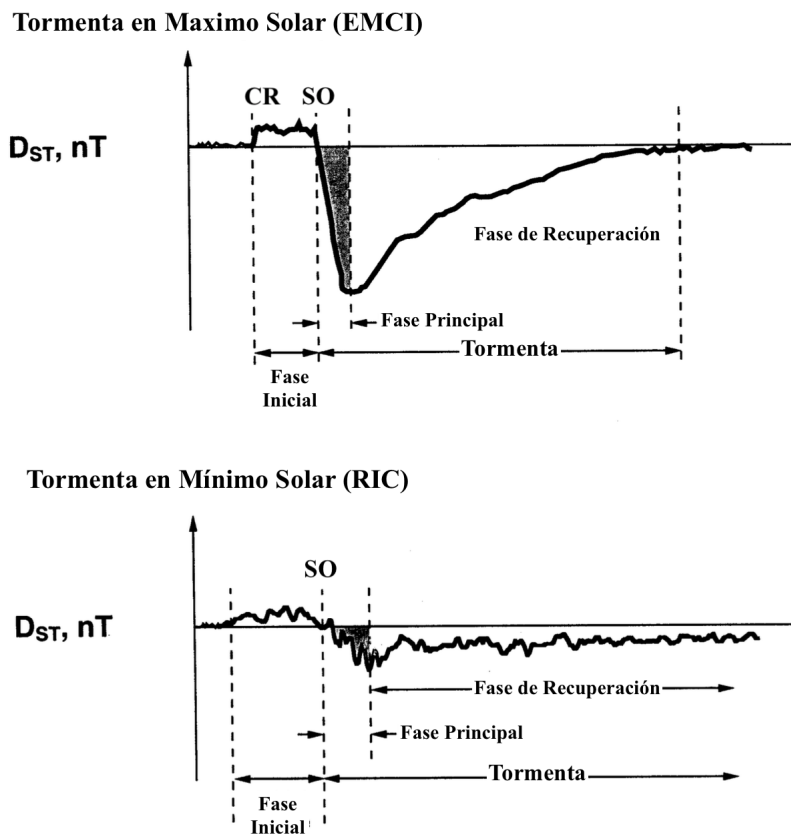


Figura 14: Esquemas de tormentas magnéticas generadas por EMC (arriba) y por RIC (abajo). Si bien los perfiles de estas dos tormentas magnéticas son cualitativamente similares, las causas físicas y las características de las distintas fases de la tormenta son diferentes (Tomado de Tsurutani, 2000).

La primera parte consistir en un comienzo repentino (*CR*) y una fase inicial. Esto se produce por un cambio en la compresión de la magnetosfera, seguida del paso de una discontinuidad, llamada “frente de choque”, que se propaga a través del viento solar y se correlaciona muy bien con la presión ejercida por el flujo magnético. El *CR* es estudiado en observatorios de baja latitud como un incremento impulsivo de la componentes geomagnética *H*, que tiene una duración de uno a seis minutos y una amplitud de varias decenas de nanoteslas. Este fenómeno es observado en todo el planeta y se distribuye sobre su superficie en menos de un minuto. Algunas tormentas no presentan *CR* y sólo tienen la segunda parte.

La segunda parte es la fase principal *SO* por sus siglas en inglés (Storm Onset). Se produce por la entrada de viento solar que intensifica el anillo de corriente ecuatorial, cuyo campo magnético se opone al terrestre. Para que esta fase se produzca, es necesario que exista la componente sur del campo magnético interplanetario. Esta componente permite la reconexión magnética entre las líneas de campo interplanetario y las del campo geomagnético. La reconexión magnética propicia la entrada de partículas energéticas en la magnetosfera, esta reconexión se puede observar en la Figura 15 .

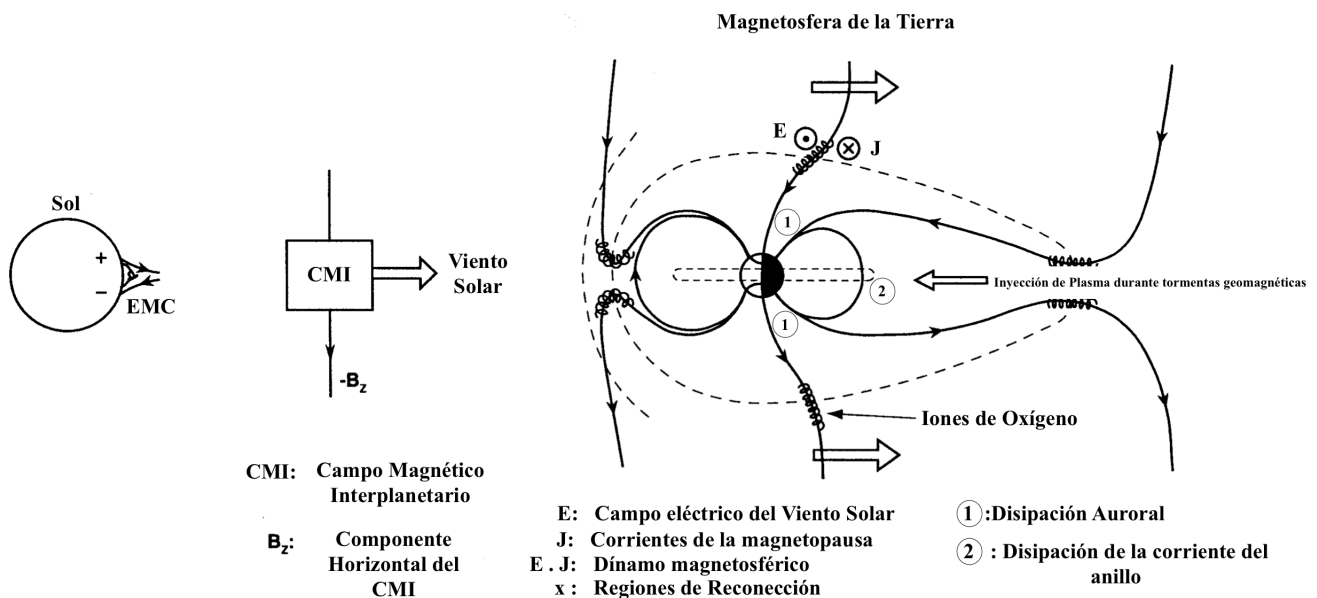


Figura 15: Esquema del proceso de reconexión magnética del FMI con la magnetosfera terrestre y el proceso de inyección de energía en la magnetosfera nocturna. Cabe destacar que el viento solar en sí no tiene un componente sustancial hacia el sur ($-B_z$), lo que requiere procesos específicos: ondas de Alfvén, interacciones de corrientes y eyecciones de masa coronal (EMCs) (Tomado de Tsurutani, 2000).

La fase principal se observa a bajas latitudes como un decrecimiento rápido de la intensidad del campo que puede alcanzar valores por debajo de los valores pretormenta, frecuentemente más de -100 nanoteslas y ocasionalmente más de -1000 nanoteslas. Esta parte se desarrolla por un periodo de pocas horas a un día

y está caracterizada por ruido y una asimetría en el tiempo local. Ya que las discontinuidades usualmente involucran cambios en la presión y la dirección del campo, las tormentas suelen mostrar los efectos de compresión y expansión, aunque no es siempre así, ya que las tormentas sin comienzo repentino o las tormentas que no desarrollan una fase principal no son muy comunes.

La fase final es la de recuperación y se detecta como un incremento de la intensidad del campo hasta el valor que tenía antes de la tormenta en un tiempo característico, el cual típicamente es de casi un día. Esta fase se produce porque la corriente de anillo (se puede observar en la Figura 16) decrece cuando la fuente que la genera desaparece y el plasma asociado a esta corriente se desvanece por diferentes mecanismos (Cordero Tercero et al., 2013).

Dentro de las tormentas geomagnéticas existe una clasificación, que determina qué tan fuerte es la tormenta. La clasificación va de menor a extrema, esta clasificación puede relacionarse con los valores del índice *Dst* (Tabla 3) y del *Kp* (Tabla 4). También es importante mencionar que para el caso de las tormentas generadas por EMC, es necesario que la Eyección de Masa Coronal Interplanetaria (ICME, por sus siglas en inglés, Interplanetary Coronal Mass Ejection) vaya en dirección a la Tierra, de lo contrario no podría convertirse en una tormenta geoelectiva.

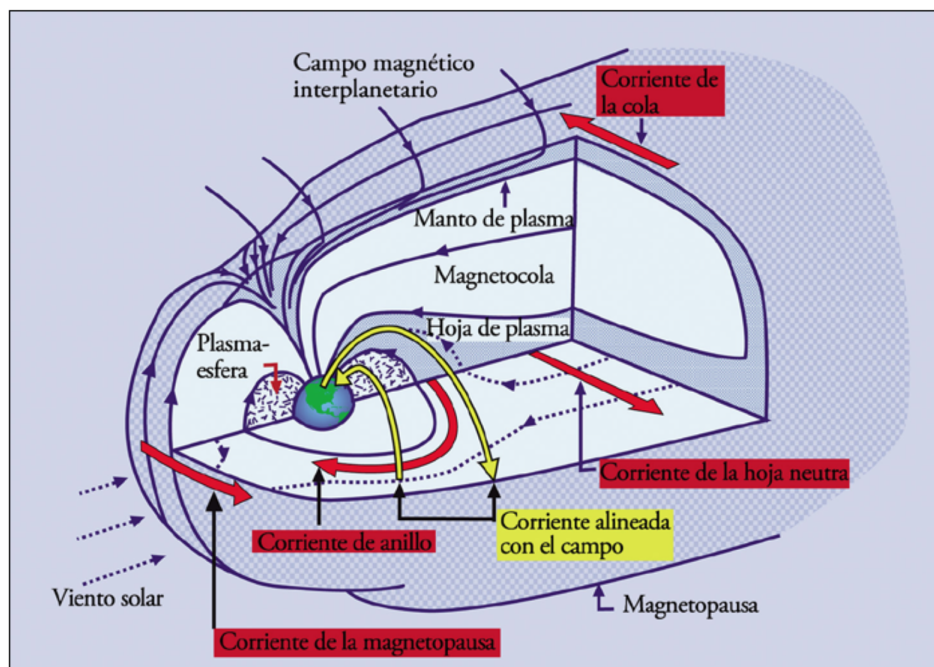


Figura 16: La magnetosfera terrestre muestra el circuito magnetosférico. Se aprecia el sistema de corrientes formado por la corriente de la cola magnetosférica, la corriente de la hoja neutra, la corriente de la magnetopausa, la corriente alineada con el campo y corriente de anillo. El sistema de corrientes está estrechamente relacionado con la actividad magnetosférica y con la actividad solar (Tomado de Cordero Tercero et al., 2013).

Tabla 3: Clasificación de tormentas acorde al índice Dst (Tomado de Loewe y Pröls, 1997).

Clase de tormenta	Fracción		Dst_{\min} -Rango	$\overline{Dst_{\min}}$
Menor	482	44 %	-30 to -50 nT	-36 nT
Moderado	346	32 %	-50 to -100 nT	-68 nT
Fuerte	206	19 %	-100 to -200 nT	-131 nT
Severo	45	4 %	-200 to -350 nT	-254 nT
Extremo	6	1 %	< -350 nT	-427 nT

Tabla 4: Clasificación de tormentas acorde al índice K (Tomado de (NOAA, 2026)).

Categoría	Parámetro Físico Valores de K_p determinados cada 3 horas	Frecuencia Promedio (1 ciclo = 11 años) Número de tormentas para el valor de K_p señalado; (tormentas días)
G5	Extremo $K_p = 9$	4 por ciclo (4 días por ciclo)
G4	Severo $K_p = 8$, incluyendo a 9	100 por ciclo (60 días por ciclo)
G3	Fuerte $K_p = 7$	200 por ciclo (130 días por ciclo)
G2	Moderado $K_p = 6$	600 por ciclo (360 días por ciclo)
G1	Menor $K_p = 5$	1700 por ciclo (900 días por ciclo)

3.2.1.1 Fase de Recuperación e índices geomagnéticos

Las fases de recuperación se caracterizan por ser las fases donde el campo va evolucionando paulatinamente hacia un estado de equilibrio o quietud. Derivado de lo anterior es, que por sí sola la señal tiende a ser compleja en su estructura, ya que si bien pudiera observarse que sigue una tendencia puede oscilar entre aumentos y disminuciones hasta que el campo se estabiliza, esto es visible particularmente en los índices que reaccionan a la presencia de una tormenta, ejemplo de ellos son los índices K o el índice Dst , tal y como se muestra en la Figura 17. Además se pueden presentar múltiples casos en la interacción de fenómenos solares.

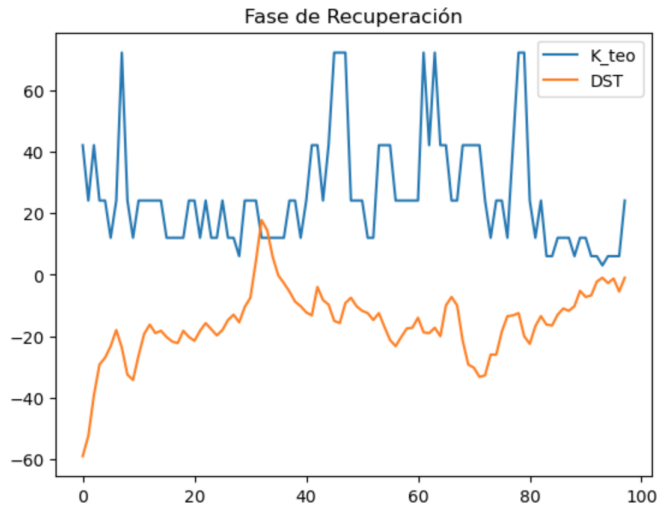


Figura 17: Ejemplo de señales del índice *Dst* y *Kteo* de la fase de recuperación de una Tormenta. Elaboración propia.

Es importante resaltar que durante la fase de recuperación los comportamientos de los índices *Dst* y *Kp* vuelven a ser opuestos. A diferencia de la fase principal, en la fase de recuperación, el valor de *Kp* o *Kteo* disminuye porque las perturbaciones irregulares del campo (en este caso una Tormenta geomagnética) prácticamente desaparecen, mientras que el *Dst* aumenta gradualmente hacia cero a medida que la intensificación que se presentó gradualmente cesa y las corrientes del anillo regresan a su estado de pretormenta. Este acercamiento del campo a sus condiciones habituales puede interpretarse como un retorno hacia los valores propios de los días calmos.

3.2.2. Subtormentas

Las subtormentas son las variaciones del campo magnético en las regiones polares, las cuales son producidas por la actividad auroral. Aunque bien podrían llamarse tormentas aurorales, históricamente no se les dio este nombre para no confundirlas con las tormentas magnéticas.

En términos generales, según Cordero Tercero et al. (2013), este fenómeno se produce cuando el campo magnético interplanetario apunta hacia el sur y la convección magnetosférica se intensifica, generando que el óvalo auroral se expanda y la hoja de plasma se haga más delgada. La expansión del óvalo propicia a su vez la elongación de las líneas de campo magnético en la región de la hoja de plasma y genera una estructura como “de cola”. Esta etapa de la actividad auroral se conoce como fase de crecimiento y dura aproximadamente una hora.

Después de la primera fase se inicia la de expansión, la cual se manifiesta por el incremento de la brillantez auroral. En esta segunda fase las líneas de fuerza magnética en la hoja de plasma tienden a

restituir su forma original, por lo que en la hoja se produce un flujo rápido en dirección hacia la Tierra (Figura 15).

La hoja de plasma subsecuentemente se hace más gruesa y aparecen burbujas de plasma llamadas plasmoides, que son expulsados en la dirección antisolar (Cordero Tercero et al., 2013).

Cabe destacar que las condiciones que provocan una tormenta geomagnética pueden provocar las condiciones para que se manifiesten las subtormentas.

3.3. Índices geomagnéticos

El sistema magnetosfera-ionosfera tiene una interacción tal que se ven gobernados por la actividad solar. Por un lado, la magnetosfera está directamente influenciada por las condiciones del viento solar y del campo magnético interplanetario del Campo Magnético Interplanetario (CMI), y por otro lado, el estado de la ionosfera está determinado principalmente por el nivel tanto de actividad solar como de perturbaciones geomagnéticas.

Para proporcionar información a nivel global y específica sobre el estado físico de todo el sistema de una época determinada, se introdujeron varios índices geofísicos para diferentes objetivos; por ejemplo, para aplicaciones de propagación de radio para prever condiciones ionosféricas, se utilizan, índices solares e ionosféricos para proporcionar información operativa y descriptiva que permita saber si pudiera existir alguna anomalía que perturbe la transmisión. Otro ejemplo es el de las telecomunicaciones en el que se toma en cuenta los índices geomagnéticos que permiten saber si se está presentando una tormenta y qué tan energética es (Perrone & De Franceschi, 1998).

En cuestión al geomagnetismo se han sugerido varios índices a lo largo de los años, algunos que se remontan al comienzo de las primeras observaciones y otros que aún están evolucionando. Al principio no había una distinción real entre las observaciones de las perturbaciones magnéticas y el fenómeno físico relacionado. Posteriormente al realizarse un análisis más profundo de estas mediciones, se reconoció que se reflejan fenómenos distintos de origen ionosférico y magnetosférico, y se comenzaron a definir índices más precisos para registrar fenómenos magnetosféricos bien definidos (Perrone & De Franceschi, 1998).

3.3.1. Índice DST

El índice geomagnético Dst (Disturbance Storm Time) se denota como el campo perturbado axialmente simétrico con respecto al eje dipolar, y que se considera como una función del tiempo de tormenta. Si el Dst se calcula de manera continua como función del Tiempo Universal (UT), dado que éste se deriva de la componente horizontal (H), la variación del Dst permitirá identificar claramente la ocurrencia de tormentas magnéticas y su severidad (for Geomagnetism y Magnetism, 2025).

La actividad geomagnética en general y las tormentas geomagnéticas en particular se manifiestan a través de una serie de procesos que involucran sistemas de corrientes que inducen campos magnéticos, los cuales son medidos por observatorios geomagnéticos en tierra. En este sentido el Dst aporta en el registro y detección de las tormentas, ya que aproxima el nivel de perturbación de la corriente del anillo, porque el campo perturbado axialmente simétrico deriva de la es producida principalmente por el sistema de corriente ecuatorial en la magnetosfera, usualmente referido como la corriente de anillo.

Para entender cómo se calcula el índice Dst , es necesario entender el por qué el uso de la componente del campo magnético H . En primera instancia los estudios de las tormentas geomagnéticas han demostrado que, en latitudes ecuatoriales y medias, la disminución del campo magnético horizontal (H) durante una tormenta magnética puede representarse aproximadamente por dos componentes, es decir, un campo paralelo al eje del dipolo geomagnético (el componente axialmente simétrico) que se dirige hacia el sur y un campo longitudinalmente no uniforme (el componente asimétrico). La componente axialmente simétrica corresponde al Dst y al SYM, mientras que la componente asimétrica corresponde al ASY.

En segunda instancia el inicio de una tormenta magnética, suele caracterizarse por un repentino aumento global de H , conocido como inicio repentino de la tormenta (CR) (Mandea & Korte, 2010). Tras la CR , el componente H suele permanecer por encima de su nivel promedio durante algunas horas; esta fase se denomina fase inicial de la tormenta. Posteriormente, comienza una importante disminución global de H , lo que indica el desarrollo de la fase principal de la tormenta. La magnitud de esta disminución de H representa la gravedad de la perturbación. Si bien la descripción anterior presenta las características estadísticas promedio de las tormentas magnéticas, las variaciones en cada caso individual difieren considerablemente de una tormenta a otra. Pero posteriormente a la disminución de las componentes magnéticas horizontales, se presenta su recuperación y se observa en un aumento del Dst .

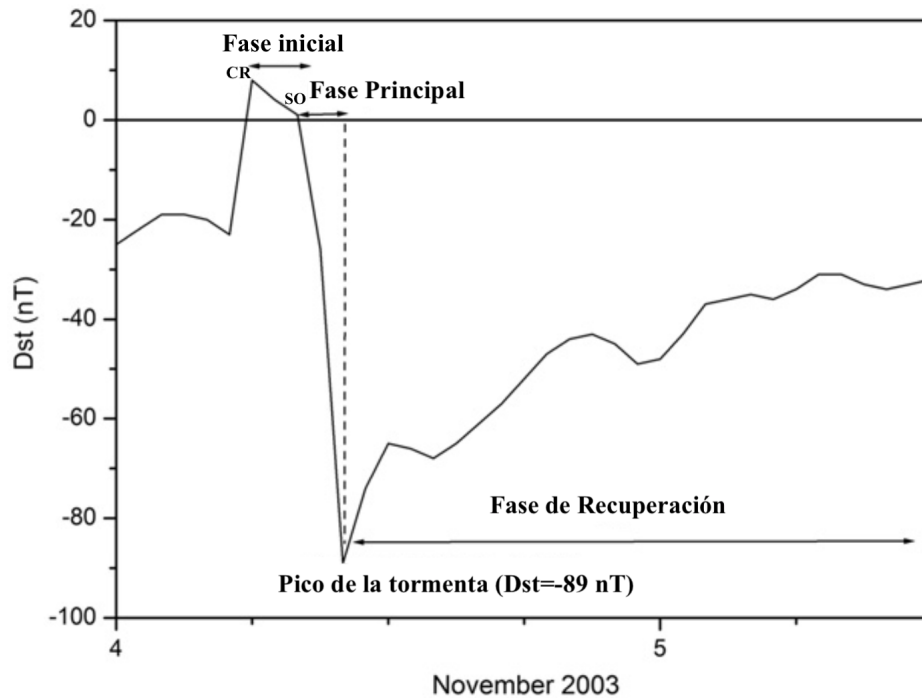


Figura 18: Ejemplo de una tormenta geomagnética (del 4 al 5 de noviembre de 2003) identificada en este estudio. Las fases inicial, principal y de recuperación, así como la intensidad máxima de la tormenta, se identifican en la figura. Esta tormenta tuvo una Dst (Dst) máxima de -89 nT a las 10 : 00 UT del 4 de noviembre de 2003 (Modificado de Echer et al., 2011).

Además durante las tormentas hay varios sistemas de corrientes en juego. La tormenta comienza con la transferencia de momento y plasma del viento solar a la magnetosfera, corriente de la lámina neutra que fluye a través de la cola magnetosférica también contribuye a las disminuciones del campo cerca de la Tierra.

Aunado a lo anterior, como se muestra en la Figura 18 al inicio de la tormenta (CR) la compresión de la magnetosfera por el aumento de la presión del viento solar también contribuye a la variación simétrica que se manifiesta como una variación positiva en el índice Dst (Mandea & Korte, 2010).

Después, una corriente es inducida dentro de la Tierra por la variación del campo magnético de origen magnetosférico y ionosférico produce una intensificación de las corrientes de la magnetopausa, las corrientes alineadas con el campo y las corrientes del anillo Figura 19, éstas últimas producen la disminución característica del índice Dst y de sus valores negativos (fase principal de la tormenta) como se puede observar en la Figura 18.

Además, la fuerza del campo magnético inducido asociado a la Tierra es de aproximadamente el 20-30 % del índice Dst dependiendo de la fase de las tormentas magnéticas (Mandea & Korte, 2010), ya que, en la fase principal de la tormenta geomagnética se asocia con el aumento de la corriente anular

debido a la energización y la captura de partículas, mientras que la fase de recuperación se asocia con su disminución debido a diversos procesos de pérdida, (Jordanova et al., 2020). Ello podría indicar que el *Dst* puede seguir mostrando valores elevados debido a la lenta disminución de la corriente del anillo durante la fase de recuperación.

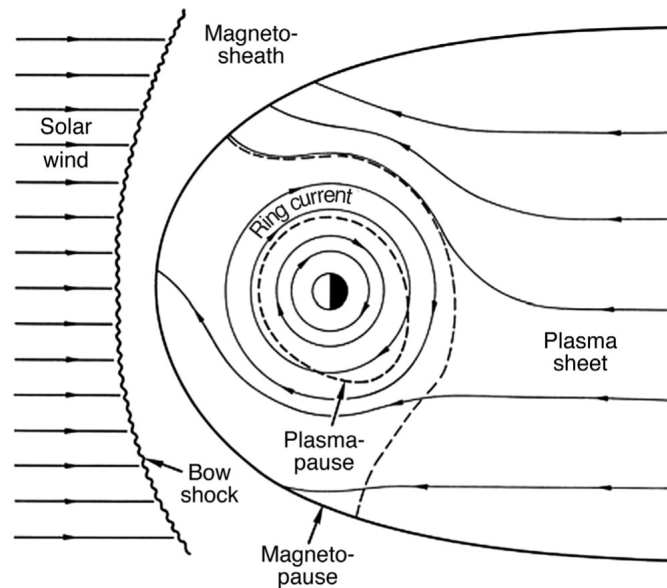


Figura 19: Patrón de flujo adiabático (flechas continuas) de protones magnetosféricos ($E \sim 10 - 200$ keV) en el plano ecuatorial. Las curvas discontinuas representan los límites de la lámina de plasma y la plasmósfera (Tomado de McPherron, 1995).

También existe la corriente de anillo parcial, que es uno de los sistemas de corrientes ubicados en los hemisferios norte y sur del plano ecuatorial geomagnético, y se cierra a través de las corrientes alineadas con el campo inosférico y el sistema de corrientes de la cola magnética. La intensidad de cada sistema de corrientes es una consecuencia de la energía inyectada a la magnetosfera por el viento solar (Martínez-Bretón et al., 2016).

A partir de estas consideraciones físicas, existen tres clases de datos del índice *Dst* del Data Analysis Center for Geomagnetism and Space Magnetism (Kioto), los cuales son *Dst* de Vista Rápida, *Dst* Provisional y *Dst* (final). *Dst*, definido según la etapa de procesamiento de datos proporcionada a partir de los cuatro observatorios monitorean el *Dst* (Figura 20), ubicados en latitudes medias y bajas, donde la influencia del electrochorro ecuatorial es mínima:

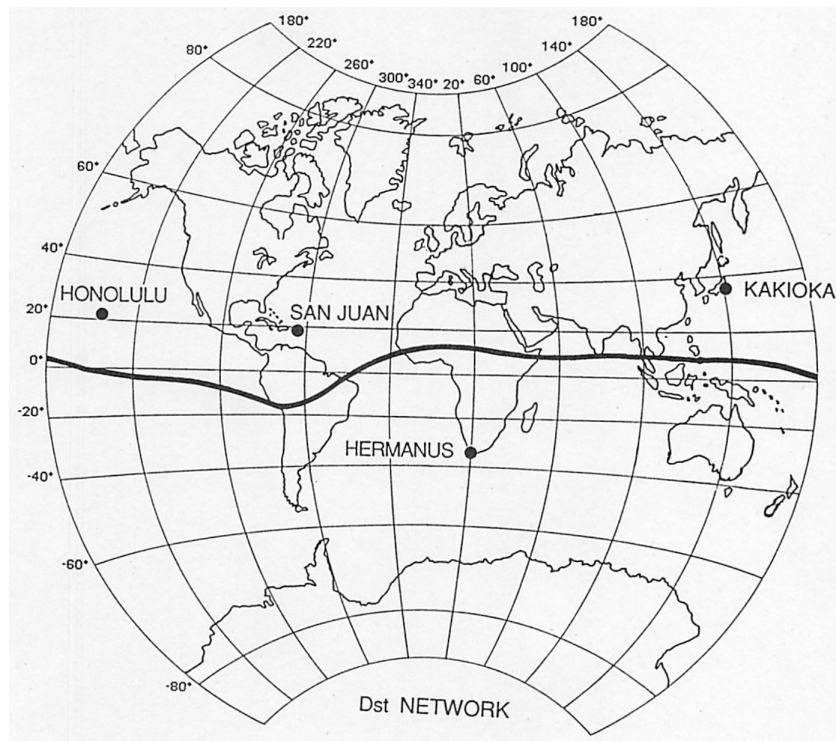


Figura 20: Mapa que muestra la ubicación con un círculo de las cuatro estaciones que se utilizan para construir el índice (Tomado de Sugiura, 1964).

- **Honolulu:** Longitud (E) 201.98° , Latitud 21.32° .
- **San Juan:** Longitud (E) 293.88° , Latitud 18.11° .
- **Hermanus:** Longitud (E) 19.22° , Latitud -34.40° .
- **Kakioka:** Longitud (E) 140.18° , Latitud 36.23° .

Cada observatorio reporta la intensidad del campo magnético H , y el Dst se construye a partir de estos cuatro reportes. El mínimo indica el momento de ocurrencia de la tormenta geomagnética en un tiempo universal (UT).

El índice Dst en un tiempo t , $Dst(t)$, se define como el promedio de la variación de perturbación del componente H , $D_i(t)$, en los cuatro observatorios ($i = 1 - 4$) dividido por el promedio de los cosenos de las latitudes dipolares en los observatorios para la normalización a la ecuador dipolar como muestra la Ecuación 10.

$$Dst(t) = \frac{\sum_{i=1}^4 D_i(t)}{\sum_{i=1}^4 \cos(\lambda_i)} \quad (10)$$

Donde λ_i es la latitud del dipolo magnético del i -enésimo observatorio. La normalización se realiza mediante el promedio de los cuatro cosenos, mas no para cada $D_i(t)$ mediante $\cos(\lambda_i)$.

Cada $D_i(t)$ se calcula a partir del $H(t)$ observado, restando el valor de referencia del campo geomagnético principal, $H_{base}(t)$, y la variación de Sq (solar quiet), $Sq(t)$ (Ecuación 14). El valor de referencia se define para cada observatorio de manera que tenga en cuenta la variación secular de los valores medios anuales de H , calculados a partir de los cinco días más tranquilos seleccionados internacionalmente.

La H_{base} se expresa mediante la Ecuación 11, la cual se genera a través de una serie de potencias en el tiempo y los coeficientes para los términos hasta el cuadrático se determinan mediante el método de ajuste por mínimos cuadrados (RMS), utilizando las medias anuales del año en curso y los cuatro años anteriores.

$$H_{base}(\tau) = A + B\tau + C\tau^2 \quad (11)$$

Donde τ es el tiempo en años medido a partir de una referencia época. Por otro lado, El valor de referencia $H_{base}(T)$ calculado a partir de la Ecuación 11 para cada hora UT del año actual se resta del valor H observado ($H_{obs}(T)$) como lo indica la Ecuación 12:

$$\Delta H(t) = H_{obs}(t) - H_{base}(t) \quad (12)$$

Por otro lado, es necesario calcular la variación diaria silenciosa solar, Sq , se deriva para cada observatorio de la siguiente manera.

La variación media de cuadrados para cada mes se determina a partir de los valores de $H(t)$ durante los cinco días geomagnéticamente más tranquilos del mes ($Q - days$, por sus siglas en inglés). Estos días más tranquilos se determinan en UT.

Para definir un promedio de variación cuadrada de cada observatorio, los cinco días locales que tienen la máxima superposición con los cinco días más tranquilos ($Q - days$). Utilizando valores horarios inmediatamente anteriores e inmediatamente después de los días locales así seleccionados, el cambio lineal se resta de la variación cuadrada, y se promedian en cada hora local.

Los 12 conjuntos de valores medios mensuales Sq así determinados para el año se expanden en un doble Fourier, serie con hora local, T , y número de mes, M , como dos variables:

$$Sq(T, M) = \sum_j \sum_k k A_{jk} \cos(jT + \alpha_j) \cos(kM + \beta_k) \quad (13)$$

A partir de esta representación, se calcula el $Sq(t)$ en cualquier Hora UT, t , del año para cada observatorio. La $H_{base}(t)$ y $Sq(t)$ determinadas de esta manera son restado del $H(t)$ observado para obtener la variación de perturbación $D_i(t)$ para cada observatorio como se muestra en la Ecuación 14, para posteriormente calcular el Dst mediante la Ecuación 10:

$$D_i(t) = \Delta H(t) - Sq(t) \quad (14)$$

Es importante mencionar que aunque el índice Dst se desarrolló para monitorear la intensidad de la corriente del anillo axialmente simétricas durante tormentas magnéticas, incluso en los periodos de calma del campo, existen corrientes en la magnetosfera que contribuyen al índice Dst , como la corriente del anillo, la corriente de la magnetocola y la corriente de la magnetopausa, por lo que no es posible separar los efectos de los sistemas de corrientes sin ayuda de información independiente.

Por lo que, un aumento del Dst no implica necesariamente una disminución de la intensidad de la corriente del anillo, pues el aumento puede deberse al efecto de la presión del viento solar o a una disminución del sistema de las corrientes de cola magnética (Mandea & Korte, 2010).

Y por ende, verse reflejado en un aumento de los valores del índice K , Recordando que la disminución ocurre de forma lenta a comparación del inicio de la tormenta.

3.3.2. Índice K

Acorde al Bartels et al. (1939) el índice K es un índice cuasi-logarítmico y discreto (0 – 9) que se obtiene a partir de la variación máxima del campo geomagnético en un intervalo de 3 horas (00:00–03:00, 03:00–06:00, . . . , 21:00–24:00 UT), siguiendo un procedimiento definido por observatorio. También se le puede identificar como una medida de la perturbación geomagnética específica para cada estación geomagnética.

El índice K cuantifica las perturbaciones en la componente horizontal del campo magnético terrestre con un número entero en el rango de 0 a 9 (como se aprecia en la Tabla 4) , siendo el valor de 1 calma y el valor de 5 o más una tormenta geomagnética. Ejemplo de un índice K , es la Figura 21 que muestra los valores de un K para el Observatorio de Teoloyucan, donde se indican los valores de K para cada día utilizando una paleta de colores que ayuda a identificar rápidamente eventos como tormentas.



KTEO index
TEOLOYUCAN MAGNETIC OBSERVATORY
WEEKLY RECORD(last 7 days)
LAST DATA PLOTTED 2026128(28)

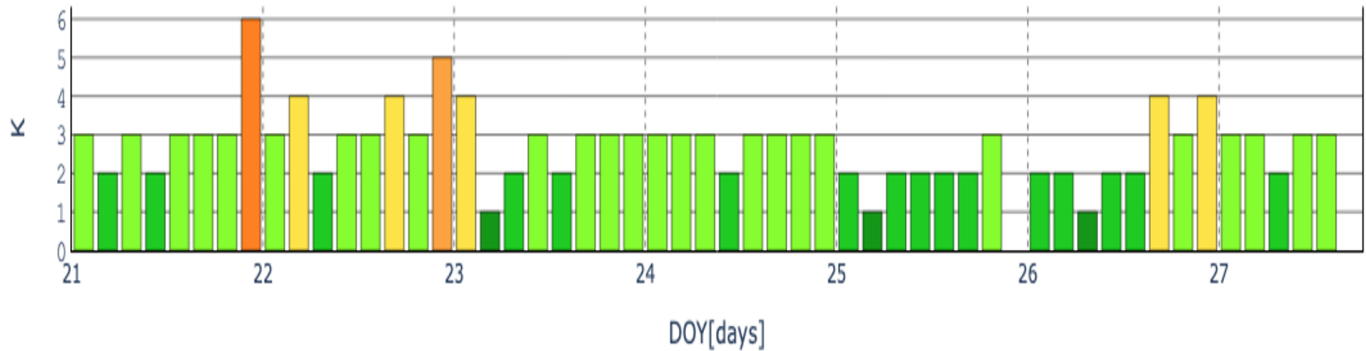


Figura 21: Índice K calculado para el Observatorio Magnético de Teoloyucan México, del 21 al 27 de enero del 2026 (Tomado de de Geofísica UNAM, 2026b).

Bartels et al. (1939) desarrolló el índice K , adoptado de manera inmediata por en el mismo año por la International Association of Terrestrial Magnetism and Electricity, con el objetivo de diferenciar entre las variaciones geomagnéticas regulares e irregulares de una sola estación magnética, en este caso las variables irregulares hacían referencia a la componente irregular de las variaciones transitorias magnéticas que el autor llamó “variaciones de partículas” (Mandea & Korte, 2010).

Es importante dimensionar que la suma de la variación K y su contraparte, la variación no- K (non- K variations, en inglés), es igual a la variación del campo geomagnético medida en un observatorio geomagnético, éstas últimas pertenecerían a las variaciones irregulares.

En principio, el autor Matzka et al. (2021) propone que para obtener el índice K se manejan datos magnéticos a razón de $1m$ ó $1s$ en la estación de las componentes vectoriales del campo magnético $X(t)$, $Y(t)$ o $D(t)$ y $H(t)$ para una ventana de 3 horas UT de tiempo por lo que para un día se tienen 8 datos de K . Es importante mencionar que el componente vertical Z no se considera porque las variaciones transitorias de Z pueden estar dominadas por efectos de inducción internos.

Cabe destacar el porqué de usar tres horas en el cálculo del índice K , ya que estos intervalos “parecen ser lo suficientemente largos como para proporcionar indicaciones correctas para detalles como bahías y otras perturbaciones de tan sólo una o dos horas de duración. Al mismo tiempo, son lo suficientemente cortos como para no afectar demasiado tiempo del día en los casos en que dos intervalos sucesivos pudieran verse afectados por una perturbación, como la bahía, que ocurre centrada en su punto común”

(Bartels et al., 1939, p. 28).

Posteriormente el autor Matzka et al. (2021) plantea que debe construirse la curva suave de referencia, asociada a condiciones magnéticamente tranquilas (“quiet curve”, por sus siglas en inglés) que contiene las variaciones no-k.

En este contexto, las denominadas variaciones no-K corresponden a fluctuaciones que pueden ser representadas por una curva suave esperada para el elemento geomagnético considerado y para el día en cuestión, bajo condiciones de quietud magnética. Estas aproximaciones, aunque no exactas, se consideran menos especulativas que la identificación directa de las variaciones K como menciona Mayaud (1980).

Aunado a lo anterior dentro del cálculo de la quiet curve también se incluye la lenta recuperación del campo magnético de la corriente de anillo que sigue a una tormenta magnética (fase de recuperación), ya que esta variación tiene una constante de tiempo de varias horas, por lo que generalmente no puede separarse de la S_r .

Para estimarla se puede realizar mediante diferentes algoritmos como:

- **FMI:** Finnish Meteorological Institute .
- **ASM:** Adaptive Smoothing Method
- **LRNS:** Linear-phase Robust Non-linear Smoothing

Para el caso del FMI la quiet curve se estima a través de una curva de S_R , mientras que en otros algoritmos se calcula a través de la quiet-day curve (QDC, por sus siglas en inglés) (Frøystein y Johnsen, 2024).

A continuación se muestran los pasos para calcular el índice K Desde este apartado, el procedimiento para obtener el índice K se desarrollará mediante el método FMI (Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 1:

Después de elegir las componentes del campo magnético con las cuales trabajar, en cada intervalo de 3 horas, se calcula la diferencia entre el valor máximo y mínimo en $X(t)$ y en $Y(t)$ como se muestra en la Ecuación 15 y la Figura 22.

$$\begin{aligned} r_X &= \max(X(t)) - \min(X(t)) \\ r_Y &= \max(Y(t)) - \min(Y(t)) \end{aligned} \tag{15}$$

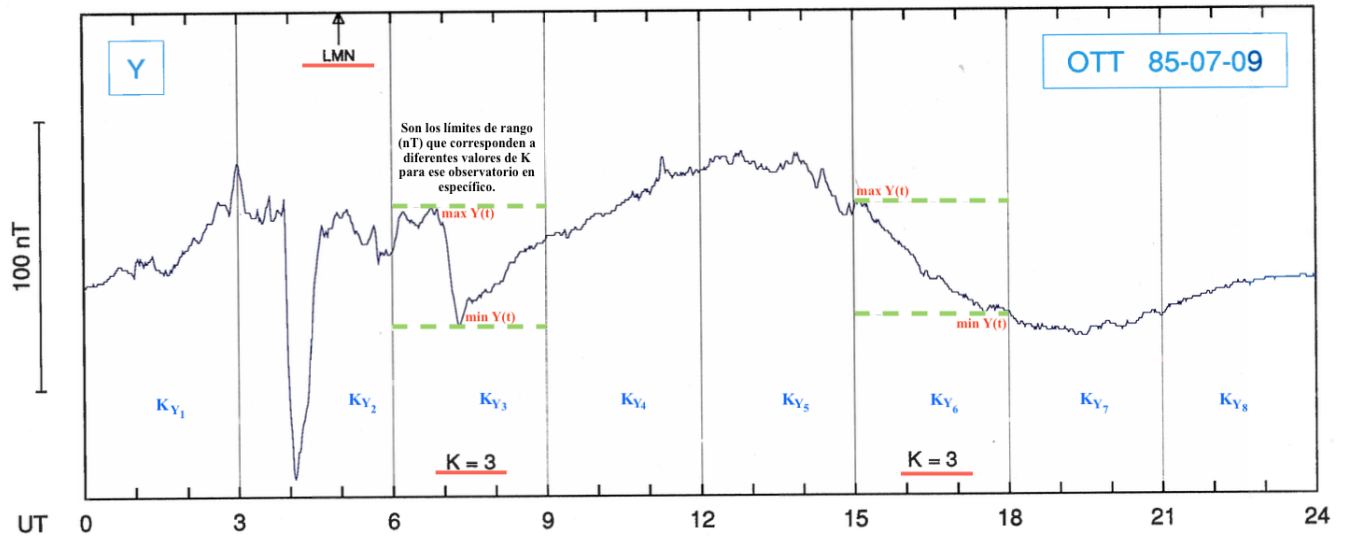


Figura 22: Magnetograma que muestra las variaciones en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Ilustrativamente, el valor máximo y el valor mínimo de Y para cada 3 horas, está denotado a través de la línea punteada (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Es así que vez obtenido r_X y r_Y se usa la tabla de valores de conversión de cada observatorio (Tabla 5) para obtener K inicial de cada componente para cada periodo trihorario en el día, esto se puede observar en la Figura 22, donde los 8 valores para un día de medición están de azul K_{Y_1}, \dots, K_{Y_8} y K_{X_1}, \dots, K_{X_9} .

En el siguiente ejemplo se muestra el paso anterior convirtiendo valores r_X y r_Y donde toma en cuenta los valores K -límite encontrados en Tabla 5 para el Observatorio de Niemegek:

- $r_X = 35 \text{ nT} \Rightarrow$ cae en el K -límite de 20–40 nT, por lo que $K_X = 3$.
- $r_Y = 20 \text{ nT} \Rightarrow$ cae en el rango 20–40 nT, por lo que $K_Y = 3$.

Tabla 5: Valores de las escalas para el índice K del Observatorio de Niemegek (Modificada de Matzka et al., 2021)

K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K-límite (nT)	0	5	10	20	40	70	120	200	330	>500

De forma consecutiva, se obtiene un K preliminar que sería K en la Ecuación 16, donde se usar el valor mayor entre el K obtenido de K_X o K_Y como muestra la Ecuación 16.

$$K = \max(K_X, K_Y) \quad (16)$$

Paso 2:

El paso siguiente es calcular el promedio de los valores del campo para cada hora h (00:00, 01:00, ..., 23:00). Es así que se incluyen datos de minutos antes y después de la hora, acorde a la Ecuación 17, donde K es el K preliminar calculado en el paso anterior.

$$L = \left(L_{\text{hora}} + K^{3.3} \right) \text{ minutos}, \quad L_{\text{hora}} = \begin{cases} 90, & \text{Hora Locales 21-03,} \\ 60, & \text{Hora Locales 18-21 y 03-06,} \\ 0, & \text{Horas Locales 06-18} \end{cases} \quad (17)$$

Esto permite que el índice K sea más robusto ya que el cálculo del K puede ser adaptativo, pero ante las tormentas al suavizar las perturbaciones para que no contaminen la curva base S_R . Además este paso es físicamente consistente pues la L_{hora} respeta los ciclos diurnos/nocturnos y la intensidad de la perturbación a causa de la variación diurna como evidencia en la Figura 24.

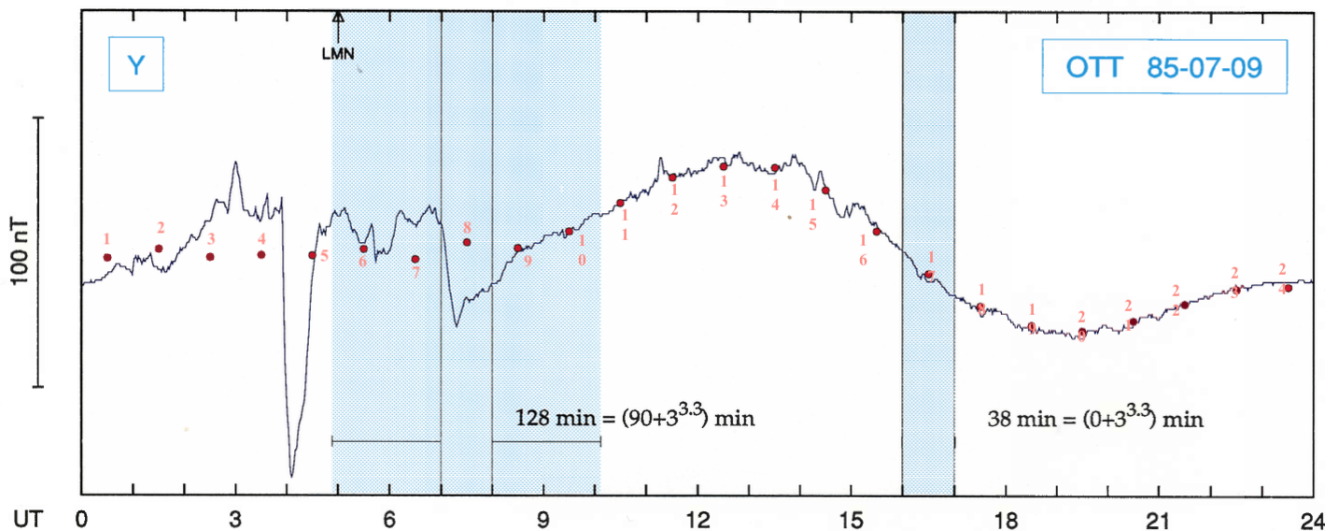


Figura 23: Magnetograma de los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Los números en naranja y puntos rojos indican la cantidad de datos por hora por día. Las áreas azules marcan el L usado para calcular ese promedio (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 3:

A partir de lo anterior, se calcula una curva S_R preliminar mediante un ajuste armónico (como se aprecia en la Figura 24), este ajuste es de 5^{to} grado a los 24 puntos promedio calculados en el paso anterior.

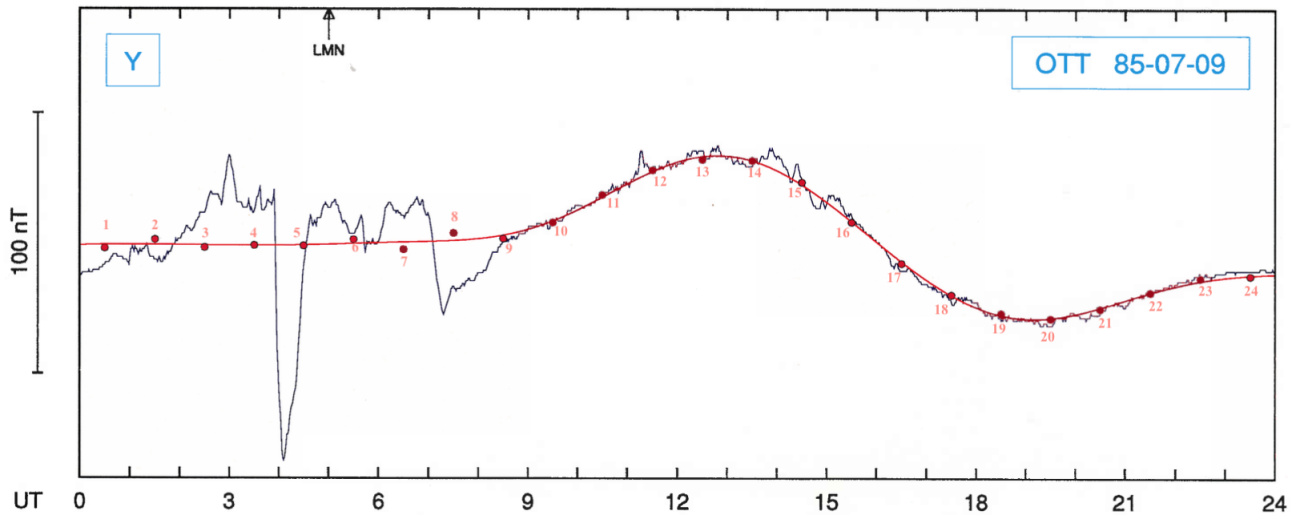


Figura 24: Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados mediante la Curva S_R (curva roja) (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 4:

El siguiente paso es restar la curva S_R a los datos originales para cada componente como representa la Ecuación 18 obteniendo unos datos corregidos, el resultado se puede observar en la Figura 25.

$$\begin{aligned} X_{\text{corregido}}(t) &= X(t) - S_R \\ Y_{\text{corregido}}(t) &= Y(t) - S_R \end{aligned} \tag{18}$$

Después se repite el **Paso 1** ya que se vuelve a aplicar la Ecuación 15, donde en lugar de usar $Y(t)$ y $X(t)$ se usa $Y_{\text{corregido}}$ y del $X_{\text{corregido}}$. Después se vuelve a obtener los K_Y y los K_X usando la tabla de valores de escala para K (en este caso sería la Tabla 5). Seguidamente se calcula de nuevo un K preliminar de nuevo (K) a través de la Ecuación 16, que servirá para recalcular L , pero ahora con el K mejorado.

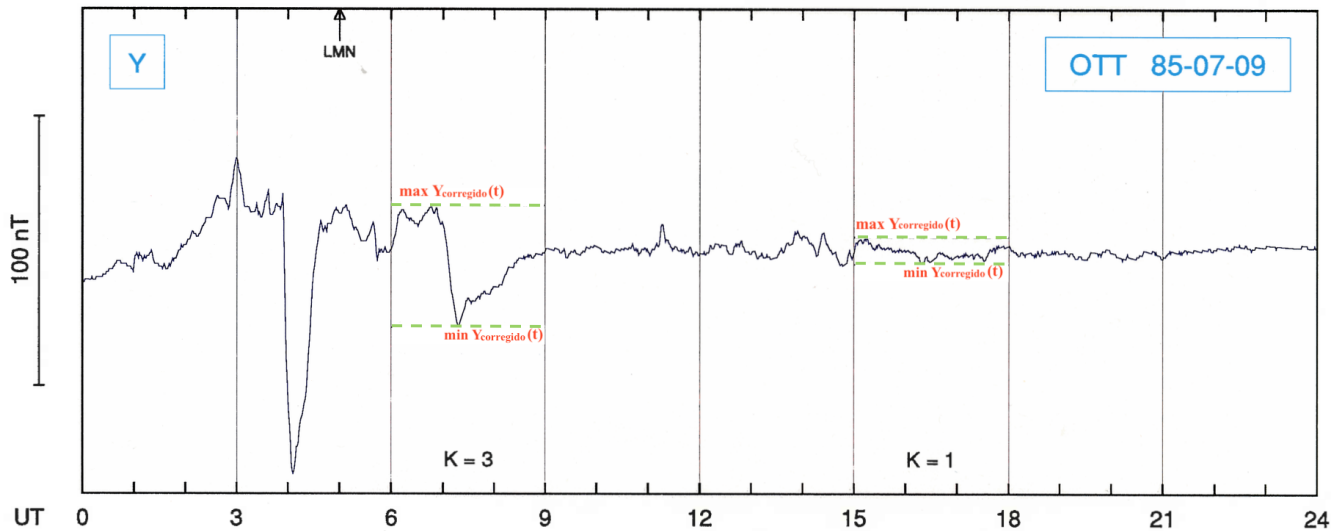


Figura 25: Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados corregida mediante la S_R preliminar (Modificado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 5:

En este paso se repite el **Paso 2**, es así se obtiene los promedios L para cada hora usando a partir de los datos originales de las componentes $Y(t)$ y $X(t)$ usando la Ecuación 17 en donde K es el K calculado en el paso anterior (**Paso 4**). De esta manera se busca ajustar la longitud de la ventana con el K mejorado. El resultado de ello se puede apreciar en la Figura 26

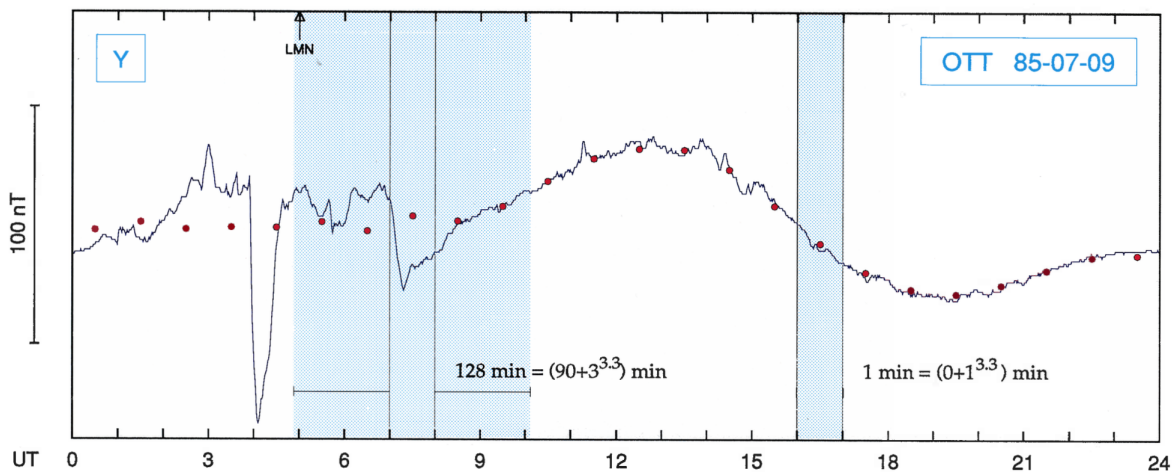


Figura 26: Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio con recálculo de L para el nuevo K (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 6:

En esta etapa se vuelve a repetir lo del cálculo de la **curva S_R final**, ajustando los datos de los promedios. Para posteriormente, aplicar la Ecuación 18 y tener de nuevo los datos $Y(t)$ y $X(t)$ corregidos (como se observa en la Figura 27) .

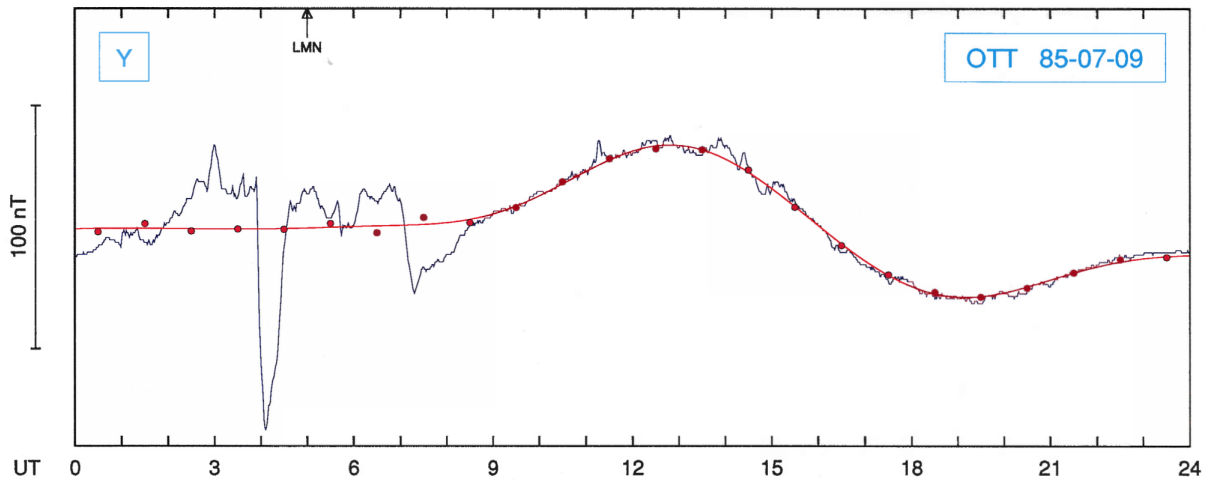


Figura 27: Magnetograma que presenta los datos en la componente Y del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895 ajustados corregida mediante la S_R final (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

Paso 7:

A partir de lo anterior se vuelve a repetir todo el **Paso 4** donde se obtienen los $Y(t)$ y $X(t)$

corregidos y finales (indicado con las líneas punteadas de la Figura 28), mismo paso en donde se vuelve a aplicar la Ecuación 16, de donde finalmente se obtiene el **K final** (denotados en la Figura 28 como números en rojo).

Cabe destacar que el autor Bartels et al. (1939) diseñó el índice K para que pequeños disturbios no saturen la escala, también para se puedan observar patrones mediante la persistencia de la actividad y se puedan distinguir eventos extremos.

Esta escala cuasi-logarítmica permite tener más coherencia para los valores de K asociados a tormentas geomagnéticas, ya que éstos sobresalen de los valores constantes del campo local, teniendo a través de la misma escala una mayor coherencia respecto a la diferencia de energía entre estos valores. Es así que, aunado a lo anterior, las gráficas del índice K visualmente evitan que se pierda información sobre recurrencia, intensidad y persistencia de la actividad geomagnética.

Siguiendo el enfoque propuesto por Mayaud (1980) la escala del índice K no tiene un significado físico único y éstas son definidas localmente, porque el índice K no mide una magnitud física directa, sino que

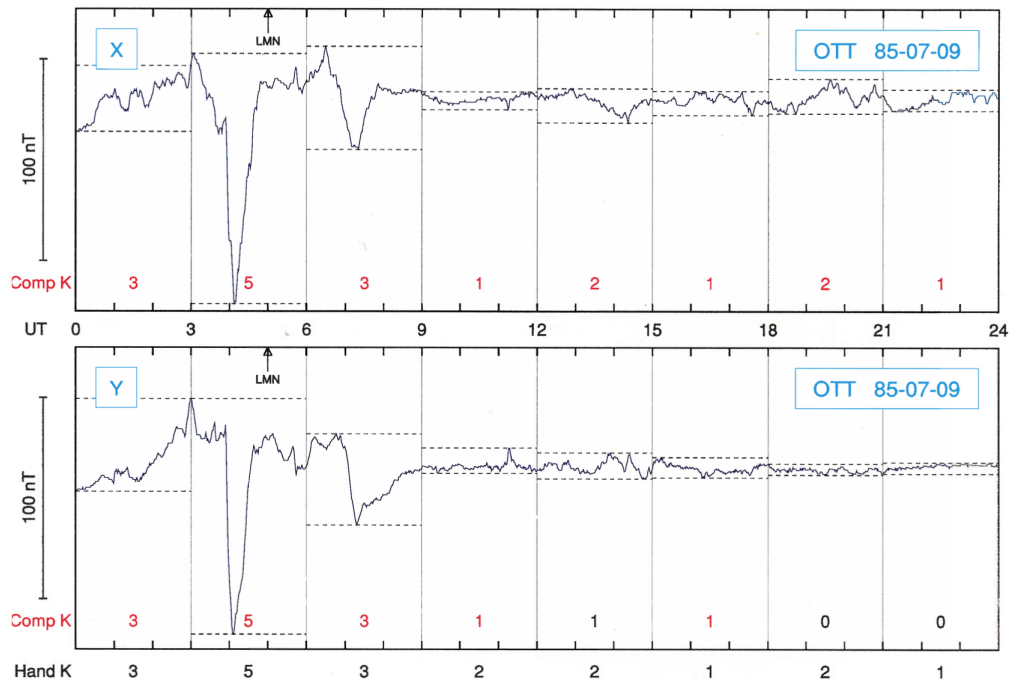


Figura 28: Magnetograma que presenta los datos en las componentes Y y X del observatorio de Ottawa (OTT) para el 9 de julio de 1895. Donde se muestra el **K final** como **Comp K** calculado por medio del algoritmo del FMI; y **Hand K** que Índice **K** escalado manualmente por un operador (Tomado de Finnish Meteorological Institute, 2023).

clasifica el nivel de perturbación geomagnética que sí puede estar asociada a una cantidad de nanoteslas dependiendo la latitud a la que se encuentre. Un aumento moderado en **K** implica un crecimiento mucho más rápido de la energía asociada a las variaciones geomagnéticas.

La principal crítica al índice **K** ha sido la subestimación de la naturaleza objetiva de la determinación de SR. Actualmente se aceptó “que cuando están adecuadamente entrenados, dos observadores independientes escalan la misma magnitud de índices **K** la mayor parte del tiempo, y rara vez, o nunca, la diferencia supera a la unidad” (Mandea & Korte, 2010, p. 211).

En cualquier estación, los límites de las clases son proporcionales a los de Niemeck, y la cuadrícula es definida por su límite superior $K = 9$. Un índice **K** individual es un entero en el rango de 0 a 9 (como se observa en la Tabla 6) correspondiente a una clase que contiene el rango más grande de perturbaciones geomagnéticas en cualquiera de los dos componentes horizontales durante un intervalo de 3 h UT.

La estandarización es entonces obligatoria y la confiabilidad del resultado depende claramente de la estandarización, por lo que para el caso de México la estandarización se puede ver en una tabla de valores correspondientes a $19^{\circ} 44' 45.100''$ de latitud norte .

Tabla 6: Valores de las escalas para el índice K de los Observatorios de Niemegk y Teoloyucan.

Observatorio de Niemegk										
Rango (nT)	0	5	10	20	40	70	120	200	330	>500
Valor de K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Observatorio de Teoloyucan (TEO)										
Rango (nT)	0	3.01	6.02	12	24.1	42.1	72.2	120	181	>301
Valor de Kp	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

Como se puede observar en la Tabla 6 el “rango” de las variaciones irregulares en el mismo intervalo de 3h para dos Observatorios con latitudes diferentes. Ese rango en nT, es la cantidad que se usa para asignar el valor del índice K ya en la escala.

3.3.3. Índice K_p

El índice K_p al igual que el índice K , introducido por Bartels (1949), está reconocido por la IAGA. Este índice es producido por el GeoForschung Zentrum (GFZ) de Potsdam, Alemania, produce rutinariamente los índices K_p y ap como parte del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos (ISGI), y los pone a disposición electrónicamente en los sitios web del GFZ y del ISGI. El propósito del índice K_p es monitorear la perturbación geomagnética subauroral a escala global y se define como una medida cuasi logarítmica, con incrementos de 1 en 1 y de 0 a 9, en intervalos de tres horas.

El índice K_p se expresa en tercios, que es la medida de los índices K_s o índices locales de K de 13 observatorios geomagnéticos contribuyentes en latitudes subaurorales, las denominadas estaciones K_p (Figura 29). La Tabla 7 muestra las estaciones K_p actuales junto con sus institutos operativos, el año en que se convirtieron en estaciones K_p , sus longitudes geográficas y latitudes cuasi-dipolares (QD), sus límites K_9 y su respectiva ponderación en K_p . Las coordenadas QD se calcularon utilizando IGRF13 y el código Fortran proporcionado por Emmert et al. (2010). Los resultados dependen del grado máximo y el orden L de la expansión armónica esférica, y del grado máximo N de la expansión polinómica vertical.

Cada índice K_p individual es el promedio de los índices K_s estandarizados (Figura 30) de los observatorios K_p . En cada observatorio, los valores K_s se derivan de los índices K mediante tablas de conversión establecidas a través del siguiente procedimiento, bastante complejo:

- Se definió una distribución de frecuencia de referencia (DFR) por separado para cada una de las tres estaciones de Lloyd (cuatro meses calendario alrededor de los solsticios de verano e invierno, y dos períodos de dos meses alrededor de los equinoccios). Más precisamente, la DFR es la distribución de

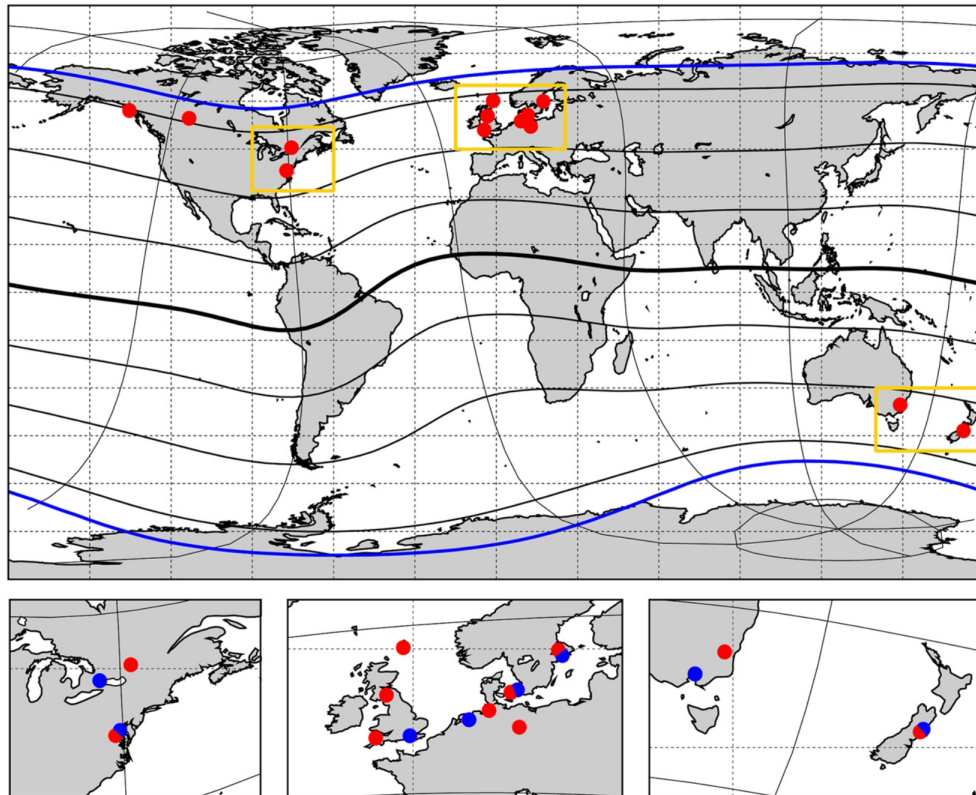


Figura 29: Paneles superiores: Mapa mundial de las 13 estaciones Kp actuales (puntos rojos, véase también la Tabla 2) con coordenadas geográficas (líneas punteadas), coordenadas QD (líneas continuas), ecuador geomagnético (línea gruesa en la latitud QD 0°) y zonas aurorales (líneas azules en las latitudes QD $+67^\circ$ y -67°). Los rectángulos amarillos indican el área de los tres mapas regionales ampliados con las estaciones Kp actuales (en rojo) y todas las anteriores (en azul) (Tomado de Matzka et al., 2021).

frecuencia de los índices K medidos durante los dos intervalos más cercanos a la medianoche local en los once observatorios Kp utilizados en ese momento, para un conjunto de días seleccionados. Estos días se seleccionaron entre los años 1943 y 1948 para obtener una buena representación de los niveles de actividad bajos y altos; en total corresponden a 42 meses.

- Para el mismo conjunto de días, para cada intervalo de 3 horas y para las tres estaciones, se calculan las distribuciones de frecuencia de K medidas para cada estación. Se elaboran tablas de conversión K a Ks para cada caso, de modo que la distribución de frecuencia de Ks sea lo más cercana posible a la distribución de frecuencia de reflectancia (DFR). Estas tablas se establecen considerando K y Ks como variables continuas entre 0.0 y 9.0, y dividiendo cada intervalo en tercios; por ejemplo, 1,5–2,5 (digamos) se etiqueta como 2–, 2o y 2+. Los valores de Ks se escalan así como 0o, 0+, 1–, 1o, 1+... hasta 9o (0o y 9o corresponden a los intervalos 0,0–0,166 y 8, 833–9,0, respectivamente), o se expresan como 3 Ks , de 0 a 27.

Tabla 7: Geomagnetic Observatories Currently Contributing to Kp (Kp -Stations) ^aBGS, Servicio Geológico Británico; DTU, Universidad Técnica de Dinamarca; GA, Geoscience Australia; GFZ, Centro Alemán de Investigación en Geociencias GFZ; GNS, GNS Science; NRCan, Recursos Naturales de Canadá; SGU, Servicio Geológico de Suecia; USGS, Servicio Geológico de los Estados Unidos. ^bPara 2020 (Tomado de Emmert et al., 2010).

IAGA code	Observatory, institute Abbr. ^a , country code	Since year	Geogr. long.[°]	QD lat.[°]	K9-limit [nT]	Weight in Kp
EYR	Eyrewell, GNS, NZ	1978	172.4	-49.9	500	0.5
CNB	Canberra, GA, AU	1981	149.0	-43.0	500	0.5
UPS	Uppsala, SGU, SE	2004	17.4	56.9	600	0.5
BFE	Brorfelde, DTU, DK	1984	11.7	51.9	600	0.5
WNG	Wingst, GFZ, DE	1938	9.1	47.9	500	1
NGK	Niemegk, GFZ, DE	1982	12.7	47.9	500	1
LER	Lerwick, BGS, GB	1988	358.8	57.5	1000	1
ESK	Eskdalemuir, BGS, GB	1932	356.8	54.0	500	0.5
HAD	Hartland, BGS, GB	1957	355.5	48.4	500	1
OTT	Ottawa, NRCan, CA	1987	355.3	55.0	500	1
FRD	Fredricksberg, USGS, US	1957	282.6	47.2	500	1
MEA	Meanook, NRCan, CA	1932	246.6	61.0	500	1
SIT	Sitka, USGS, US	1932	224.7	59.4	1000	1

Esta estandarización se introdujo para evitar las influencias de la hora local, que varía según la estación, aunque “elimina también la posible variación diaria de la hora universal” en el índice mundial (Bartels et al., 1939). Cabe preguntarse si este ajuste de la distribución de frecuencia es significativo para las estaciones Kp aurorales, donde la hora local y la variación estacional de la actividad difieren a priori de las de las demás estaciones Kp .

El índice Kp depende claramente del conjunto de días utilizado para establecer las tablas de conversión. El autor Mayaud (1980) demostró que un conjunto de días diferente habría dado lugar a tablas de conversión distintas y, por consiguiente, a una definición diferente del índice Kp . Las tablas de conversión (Tabla 8) calculadas por Bartels (1951) todavía se utilizan para derivar el Kp ; en particular, no se ha realizado ninguna corrección cuando se ha cambiado alguno de los emplazamientos.

Kp es adecuado para parametrizar los modelos geospaciales empíricos ya que está relacionado con numerosos fenómenos y se correlaciona con muchos parámetros en el espacio cercano a la Tierra. Éstos incluyen la geometría y la fuerza del campo magnetosférico; los flujos de electrones e iones en la órbita geosincrónica, donde las partículas de lámina de plasma de la cola pueden acceder a la magnetosfera interna; la geometría y la fuerza del campo eléctrico magnetosférico en el plano ecuatorial y la ubicación del límite auroral hacia los polos y el ecuador. El Kp también es importante para los modelos geospaciales basados en la física como los correlacionan con modelos geospaciales basados en la física, como lo es el modelo cinético tridimensional de la evolución de la corriente del anillo en el trabajo Jordanova et al. (2006).

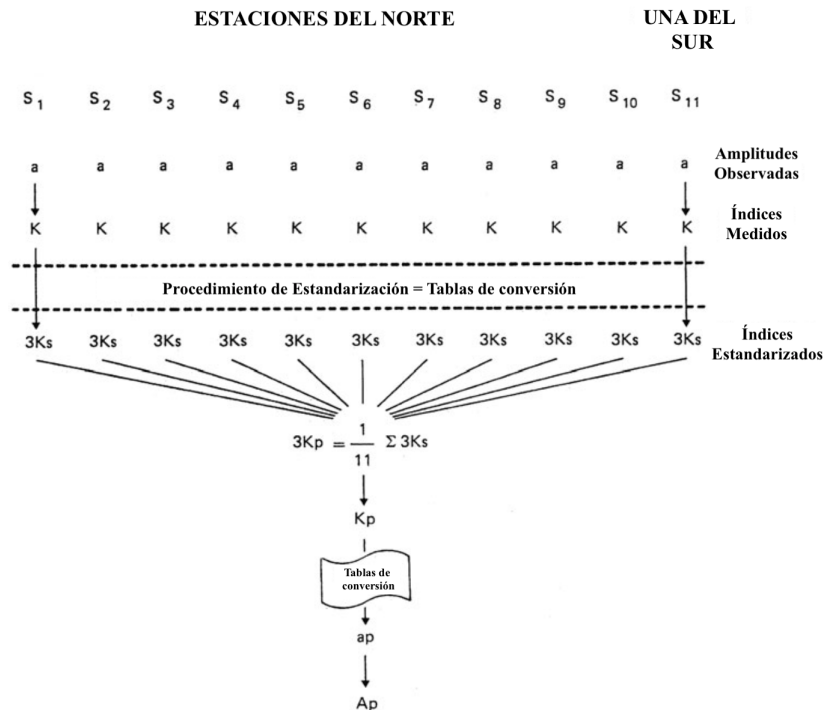


Figura 30: Esquema de derivación de los índices K_p y a_p de 3 h. A_p es el valor medio diario de a_p (ambos expresados en “unidades a_p ”; 1 “unidad a_p ” \sim 2 nT) (Tomado de Manda y Korte, 2010).

Además, a menudo se compara con otros índices en trabajos como (Myint et al., 2022) en donde se compara el índice local de K de la región con el K_p . También se utiliza para la selección de datos en, por ejemplo, estudios geomagnéticos, ionosféricos, termosféricos y magnetosféricos, así como en la modelización de campos geomagnéticos.

En la aplicación del clima espacial, K_p se utiliza para la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Tormentas Geomagnéticas o escala G, que van desde menores (G1) para $K_p = 5$ hasta extremas (G5) para $K_p = 9$ (www.swpc.noaa.gov). También es uno de los parámetros distribuidos por el Programa de Conocimiento del Situación Espacial de la ESA (<http://swe.ssa.esa.int/>) como se puede observar en la Tabla 4.

Desde su creación (hace más de 70 años), K_p ha demostrado ser un índice importante y fiable. Sin embargo, existen algunas limitaciones en comparación con otros índices geomagnéticos más recientes. Por ejemplo, la resolución temporal de K_p es menor que para índices como el índice Dst con resolución de una hora (Matzka et al., 2021). Aunado a lo anterior, el K_p no refleja la variación de la perturbación geomagnética dependiente del tiempo universal (UT) (Bartels et al., 1939), mientras que el índice a_p similar a K_p contiene esta información (Mayaud, 1980).

Tabla 8: Conversión de Kp a ap (Tomado de Manda y Korte, 2010).

Kp	ap	Kp	ap	Kp	ap
1-	3	0o	0	0+	2
2-	6	1o	4	1+	5
3-	12	2o	7	2+	9
4-	22	3o	15	3+	18
5-	39	4o	27	4+	32
6-	67	5o	48	5+	56
7-	111	6o	80	6+	94
8-	179	7o	132	7+	154
9-	300	8o	207	8+	236
		9o	400		

3.3.4. Relación entre los índices Dst , K y Kp

Se tiene por un lado al índice Dst que tiene como objetivo medir la intensidad promedio de la perturbación del campo magnético terrestre en la componente horizontal (H) a nivel planetario, mientras el índice K se encarga de medir la amplitud de la perturbación del campo magnético en un observatorio individual respecto a su nivel quieto diario (Sq).

Tanto los índices Dst o como el índice K están desarrollados a partir del valor de las componentes horizontales del campo magnético (X y H), por lo que es importante entender que existe per se una relación entre ellos. Trabajos como Huttunen et al. (2002) en el que se estudia las tormentas geomagnéticas utilizando como variables al índice Dst y al índice Kp (que es un índice planetario, promedio de K de observatorios del mundo), demuestra que para el estudio de las tormentas se utilizan ambos índices ya que ambos son referente en la caracterización de éstas través de diferentes fenómenos. Ejemplo de ello son las Tablas 3 y 4 que son valores ya asociados de manera específica con la clasificación de las tormentas. Además se sabe que en fase principal de una tormenta, el Dst tiende a bajar abruptamente, mientras el índice K o Kp tienden a aumentar, tal y como se muestra en la siguiente Figura 31 del estudio Bagheri y Dabove (2025).

Existen estudios que demuestran la relación de índices globales e índices locales. Por un lado se tiene el estudio realizado para el Observatorio de Teoloyucan en México, donde se analizan el desfase temporal de Dst , SHYM-H y la componente horizontal H (Martínez-Bretón et al., 2016). Por otro lado se tiene la comparación de un índice local K para la estación de Phuket y el índice Kp para entender la influencia del electrochorro Ecuatorial en la zona (Myint et al., 2022).

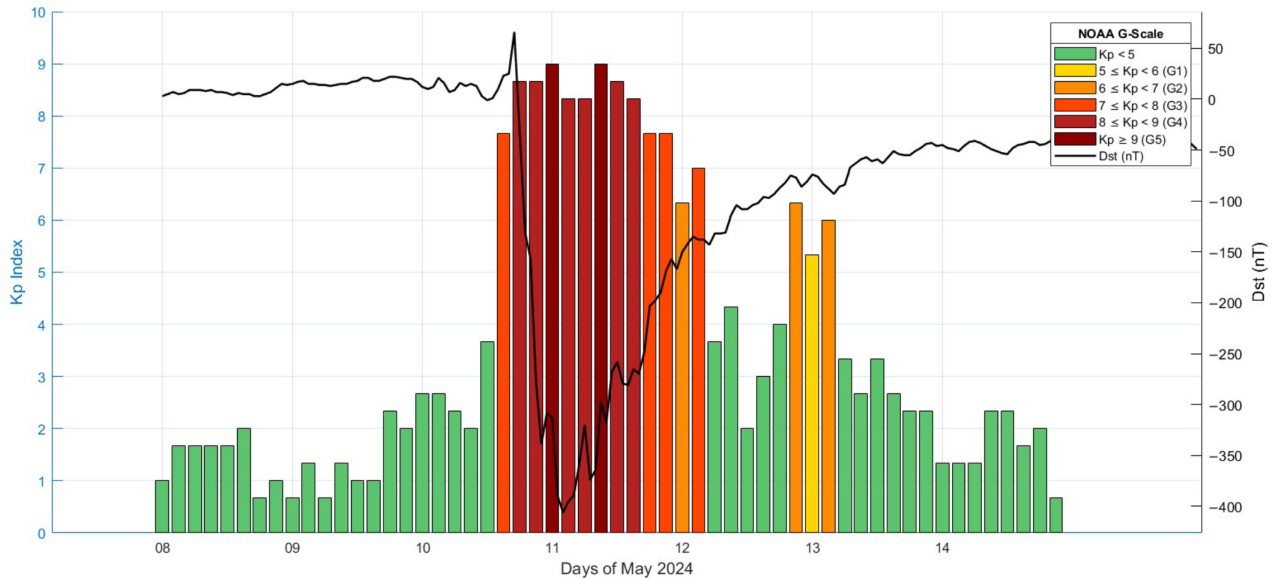


Figura 31: Índice Kp (codificado por colores según la escala de clima espacial de la NOAA para tormentas geomagnéticas) y Dst (línea negra) del 8 al 14 de mayo de 2024. Datos obtenidos de GFZ (<https://kp.gfz-potsdam.de/en/>, consultado el 10 de junio de 2025) (Tomado de Bagheri y Dabove, 2025).

Además existen estudios de correlación entre índices, a través del cálculo del coeficiente de correlación que hace alusión a la relación estadística entre los índices, algunos ejemplo son Mahesha (2021) en el que se obtuvo valores altos de anticorrelación entre el Dst y el Kp . Otro método para cuantificar la relación matemáticamente es la correlación cruzada, que a diferencia del coeficiente de correlación busca la relación temporal teniendo en cuenta los retrasos de la señal, o si existe una relación de fenómenos físicos y los índice, como se puede observar en el trabajo Uga et al. (2024) donde se hacen correlaciones cruzadas con parámetros del viento solar.

También el trabajo de Castellanos-Velazco et al. (2024) es un ejemplo de un estudio realizado entre índices locales e índices planetarios (Dst, Dst_{λ}, Kp y K_{mex}), donde a través de la identificación de las corrientes las corrientes DP2 y Ddyn se pudieron generar mejores aproximaciones de índices locales a índices planetarios que tratan de describir aspectos del clima espacial, pero con el objetivo de realizar una mejor aproximación para México (Figura 32).

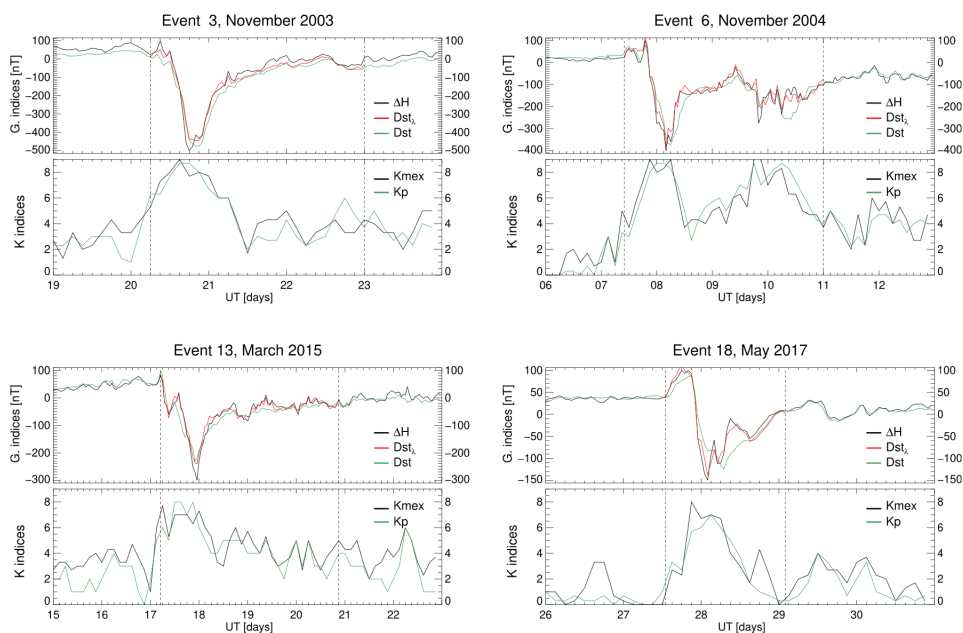


Figura 32: Comparación entre la respuesta geomagnética regional y planetaria para los eventos 3, 6, 13 y 18. Cada evento muestra datos de los índices Dst , ΔH , Dst_{λ} , Kp , Dst_{λ} y $Kmex$. Los índices planetarios se representan con líneas continuas verdes, mientras que los índices geomagnéticos locales se representan con líneas continuas negras. El índice Dst_{λ} se indica con la línea roja (Tomado de Castellanos-Velazco et al., 2024).

Todos estos trabajos son ejemplos de los métodos usados para establecer una relación cuantitativa entre los índices, por lo que la relación entre los índices puede ayudar a establecer desfases temporales o bien qué tan relacionados están con ciertos fenómenos físicos que tienen incidencia en procesos magnetosféricos.

3.4. Ciclo Solar 24

La duración del ciclo es de 11 años aproximadamente (como se mencionó en el capítulo 3), como se observa en la Figura 33, en él se pueden apreciar cómo varía el número de manchas solares y otros tipos de actividad solar que son producidas por el campo magnético del Sol. Por un lado, el número de manchas solares y otros tipos de actividad aumenta durante el máximo solar (que tiene lugar a la mitad del ciclo solar).

Por otro lado, al inicio y al final del ciclo solar, se produce un período de actividad solar reducida conocido como mínimo solar (Kaplan, 2024). Es así que instituciones como el Solar Influences Data Analysis Center (WDC-SILSO) calcula las gráficas de los ciclos solares mediante el análisis y tratamiento de datos de las manchas solares, por lo que son la cantidad de manchas solares lo que se usa para tener como referencia los máximos, mínimos, inicios y fines de los ciclos solares.

El ciclo solar 24 comenzó en diciembre de 2008 y finalizó en diciembre de 2019 (Figura 33). Durante

el mínimo solar el campo magnético del Sol es relativamente débil y su superficie se caracteriza por una baja cantidad de manchas solares y otros signos visibles de actividad magnética, acorde al autor Kaplan (2024) menciona que el campo magnético solar durante el periodo del ciclo solar 24 fue relativamente débil y puede considerarse uno de los ciclos solares más débiles respecto del siglo pasado.

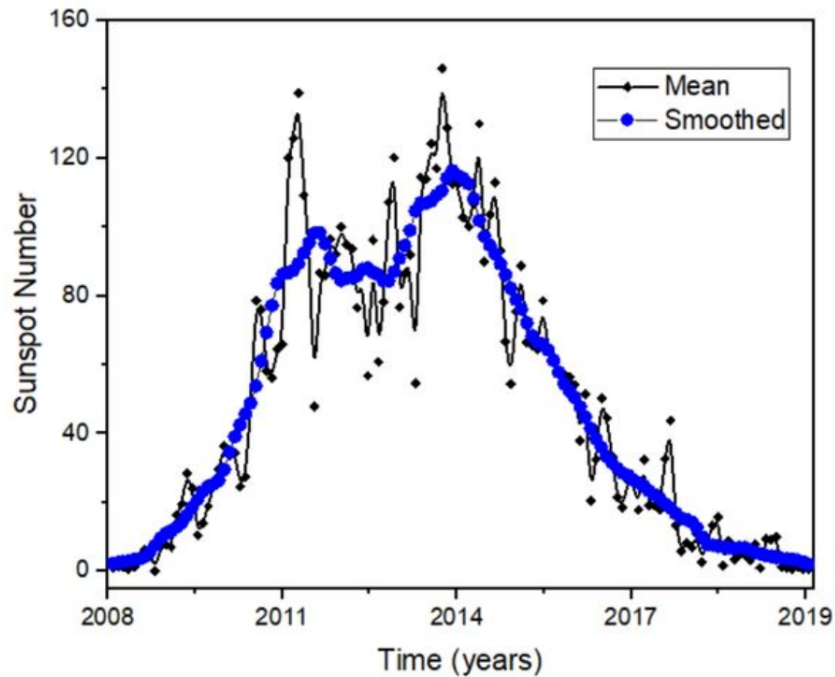


Figura 33: Número total de manchas solares con valor medio y suavizado obtenido durante el Ciclo Solar 24 (Tomado de Kaplan, 2024).

Además el ciclo solar 24 presentó un aumento más lento de lo normal hasta el máximo solar de 2014 y un descenso más lento de lo normal hasta el mínimo solar, que tuvo lugar en diciembre de 2019.

El número máximo de manchas solares observadas fue de 121 por día en abril del 2014, mientras que el número mínimo observado fue de aproximadamente 4 por día en diciembre de 2019.

Además los valores del flujo de radio solar variaron a lo largo del tiempo, alcanzándose los valores más altos en durante el período de máximo solar, que fue alrededor de 2011 al 2014 (Kaplan, 2024). De lo que se puede concluir que el periodo de la máxima actividad se generó del 2011 al 2014 . El ciclo solar presenta dos máximos de manchas solares, como se puede apreciar en la figura 33, el segundo pico en 2014 fue mayor que el primer pico en 2011. La mayoría de las tormentas geomagnéticas más fuertes del Ciclo 24 son con valores de $Kp = 6$ (G2, moderado). Numerosas peculiaridades y anomalía del ciclo 24 y sus efectos en la Tierra han sido objeto de varios estudios (Augusto et al., 2018).

3.4.1. Actividad Geomagnética durante junio de 2015

Como se mencionó con anterioridad, el máximo del ciclo solar fue en el 2014 y para fines de este trabajo se utilizó el mes de junio del año 2015. Un mes que se eligió porque se presenta una tormenta geomagnética con una larga recuperación como menciona el autor Afolabi et al. (2024) y otra de gran magnitud (G4) considerada la segunda tormenta más grande del ciclo solar 24 acorde a Lazzús et al. (2022) cuya fase de recuperación es muy peculiar por la llegada de otra tormenta G2.

3.4.1.1 Tormenta del 8 de junio

El 8 de junio se observó una tormenta geomagnética provocada por una Región de Interacción Corrotante (CIR), seguida de Corrientes de Ciento Colar de Alta Velocidad (HSSW por sus siglas en inglés).

Acorde a (Afolabi et al., 2024) el evento del 8 de junio representó una tormenta geomagnética de clase G2 (moderada), caracterizada por una rápida fase principal y una prolongada dominada por vientos solares rápidos.

El evento comenzó el día 8 de junio, mostrando una rápida caída del índice SHYM-H (alrededor del $-105 nT$). Esta tormenta presentó una recuperación distintiva que acorde a Afolabi et al. (2024) comenzó el 8 de junio y duró hasta el 20 de junio del 2015. Esta recuperación está probablemente asociada con un refuerzo del anillo de corriente o una reducción en la presión dinámica del viento solar, impidiendo una recuperación rápida del sistema y no con una subtormenta, ya que el efecto se vio en todos los sectores horarios (Vichare et al., 2019).

3.4.1.2 Tormenta de Solsticio de verano

La tormenta geomagnética del 22 al 23 de junio del 2015 fue el evento más intenso registrado en el mes y sucedió durante el solsticio de verano, además fue una de las tormentas más fuertes del ciclo solar 24, ya que se registraron pocas tormentas geomagnéticas intensas durante el ciclo.

Los efectos de la superposición de la sucesión de eyecciones de la masa coronal interplanetaria (EMCI) y los impactos en el campo magnético terrestre de las regiones circundantes desencadenaron la tormenta geomagnética del 22 al 23 de junio, la cual fue denominada como el solsticio de verano de 2015 (Augusto et al., 2018). Esta tormenta se caracterizó por las múltiples fluctuaciones de gran amplitud del campo magnético interplanetario.

Siendo así que, una serie de regiones activas solares más grandes (AR 12371) del ciclo solar 24 fue ubicada cerca del meridiano central y produjo varias eyecciones de masa coronal (EMC) asociadas con

llamaradas en clase M. El impacto de estas EMC en la magnetosfera terrestre resultó en una tormenta geomagnética de clase G4, de moderada a severa entre 22 y el 23 de junio de 2015 y una tormenta de clase G2 (Augusto et al., 2018).

De manera más particular, la tormenta fue producto de una serie de tres choques interplanetarios (IS1, IS2 E IS3) que impactaron la magnetosfera terrestre entre el 21 y el 22 de junio, seguidos por la llegada de una eyección de masa coronal (EMC) de gran magnitud. El primer choque ocurrió el 21 de junio, este débil impacto en el campo magnético terrestre se observó después, incrementando la velocidad del viento solar de 300 a 400 km/s , causando una compresión en la magnetopausa (Augusto et al., 2018).

Por otro lado, el segundo choque, generado por la EMC 0090 del 21 de junio, llegó a la Tierra el 22 de junio, elevó la velocidad solar hasta valores $\sim 500km/s$, generando una pequeña perturbación de 20 – 27 nT en SHYM-H.

Sin embargo, el tercer choque (IS3), que es en realidad, el detonante de la tormenta principal, desencadenada únicamente tras el impacto del EMC 0091 del 22 de junio, el cual llegó el 22 de junio acompañado de una EMC que impulsó el viento solar y provocó grandes oscilaciones del campo IMF en su componente horizontal B_z , el cuál se tornó fuertemente al sur, de manera que este viento se convertiría en la desviación negativa más extrema del 2015.

La fase principal ocurrió entre el 22 de junio al 23 de junio. Se caracterizó por fluctuaciones repetidas del IMF del B_z y variaciones del campo eléctrico interplanetario, alternando periodos de reconexión sur-norte que modificaron la respuesta magnetosférica. Respecto a los valores de Kp muestra un período de actividad geomagnética aumentada que alcanza valores $Kp = 7$ y $K = 8$, con valores aproximadamente de -200 nT.

Por otro lado, la fase de recuperación sucedió el 23 de junio alrededor de las 6:00 UT, pero durante esa fase se observó un cuarto choque (IS4), teniendo así una fase de recuperación de 144h.

3.4.1.3 Tormenta del 25 de junio

Después del tercer choque, se observó un cuarto (IS4) a las 13:30 UT del 24 de junio con la llegada de una onda de choque procedente de la EMC 0093 del 23 de junio, el efecto del impacto de esta cuarta eyección en el índice Kp se hizo evidente en las primeras horas del 25 de junio, produciendo una tormenta geomagnética moderada de nivel G2 con valor asociado a $Kp = 6$. Este impacto se produjo en condiciones muy particulares, ya que la condición geomagnética ya estaba alterada por dos impactos anteriores.

El impacto de la EMC que originó la G2 ha hecho que la tormenta del solsticio de verano se extienda, al menos 48 horas. El intervalo estimado de la recuperación de la minidepresión se define como el tiempo

necesario para que la tasa de conteo regrese desde la depresión máxima al nivel previo a la depresión. De manera que la recuperación de esta tormenta, sería la recuperación de la tormenta del 22 al 23 de junio, por lo que su fase de recuperación de la tormenta del 22 al 23 de junio es de 144 h. Además, es importante mencionar que hubo un retraso aproximadamente de 16 horas entre el impacto de la EMC y el inicio de la tormenta (Augusto et al., 2018).

4. Técnica usada en el procesamiento de la información

Los datos usados para esta investigación abarcan todo el mes de junio de 2015 en el que se presentan 3 tormentas geomagnéticas, de las que se escogieron los periodos de tormenta y la fase de recuperación de cada tormenta.

Los índices estudiados para ese periodo comprenden el índice Dst , Kp y el índice local para México $Kteo$, éste último obtenido de Teoloyucan en México.

Se utilizaron diferentes herramientas computacionales para poder procesar los datos, desde el software MagPy v2.0 hasta el uso de Python para el desarrollo de código.

La herramienta que se utilizó para la comparación de señales fue la ecuación de correlación cruzada.

4.1. Preparación de los datos

Lo primero que se eligió fue el periodo en el cual se usarían los datos de los índices, para ello se estableció el número de datos disponibles, tanto para el índice Dst , para el índice Kp , como para el $Kteo$. Para poder ser capaz de sustituir los datos faltantes (NaN) como muestra el manual St-Louis et al. (2024), los datos usados tenían que responder a una cantidad mayor a 90 % de los mismos, hecho que fue verificado.

Tanto los datos del índice Dst como los del índice Kp están reportados a nivel internacional, pero en el caso de los datos para $Kteo$ se procesaron los datos de la componente H para poder obtener el índice K para México.

4.1.1. Obtención del índice Dst

El índice Dst se obtuvo de la página <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>, del World Data Center for Geomagnetism de Kyoto, en su versión final del Dst .

Con el propósito de garantizar la equivalencia temporal necesaria para su comparación con los índices Kp y $Kteo$, los datos fueron procesados mediante una media móvil de 4 puntos. En este procedimiento, cada ventana de promedio se construyó de forma solapada, empleando como primer dato de la ventana siguiente el último valor de la ventana previa. Adicionalmente, es importante recordar que los datos con unidades en nanoteslas (nT).

El Dst en su representación gráfica es la siguiente:

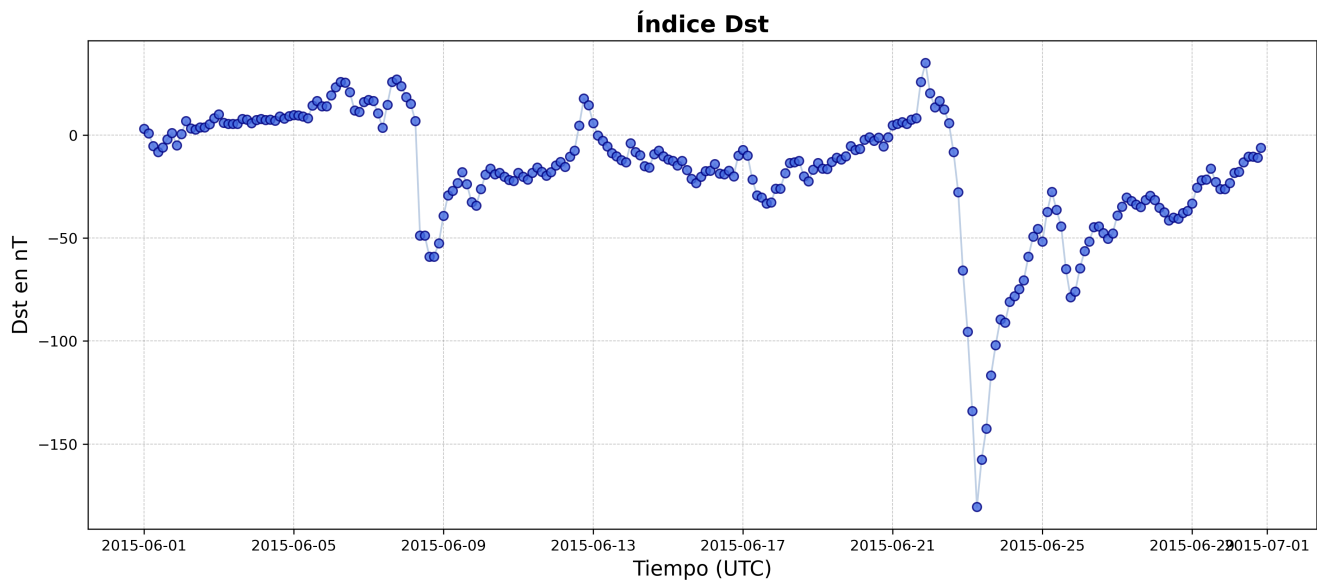


Figura 34: Índice Dst . Elaboración propia.

4.1.2. Obtención del índice K_{teo}

Primero se obtuvieron los datos de las componentes magnéticas del campo en el sistema de coordenadas $HDZF$ con resolución de un minuto.

Después se leyeron y visualizaron los datos de las componentes geomagnéticas, a través del software libre MagPy V 2.0 en su interfaz gráfica para el mes de junio.

Posteriormente se sustituyeron los datos faltantes en la componente H de TEO con los datos del observatorio de San Juan en Puerto Rico (SJG) de la misma componente, se eligió este observatorio porque sería el más similar en latitud a México ($18.11N$, $66.14W$). De esta manera, los NaN en los datos se sustituyeron teniendo en cuenta los valores y la tendencia para el observatorio de México Figura 35.

La componente que es de interés es la componente H , misma con la que se calcula el índice K . De manera que una vez eliminados los NaN de la línea temporal completa de las componentes del campo magnético, con el mismo software se realizó el cálculo del índice K teniendo en cuenta la escala de valores para K ya establecida para Teoloyucan en México, la cual se puede visualizar en la Tabla 6. Siendo así que ahora se tienen los valores del índice K local el cual se denomina K_{teo} (Figura 35).

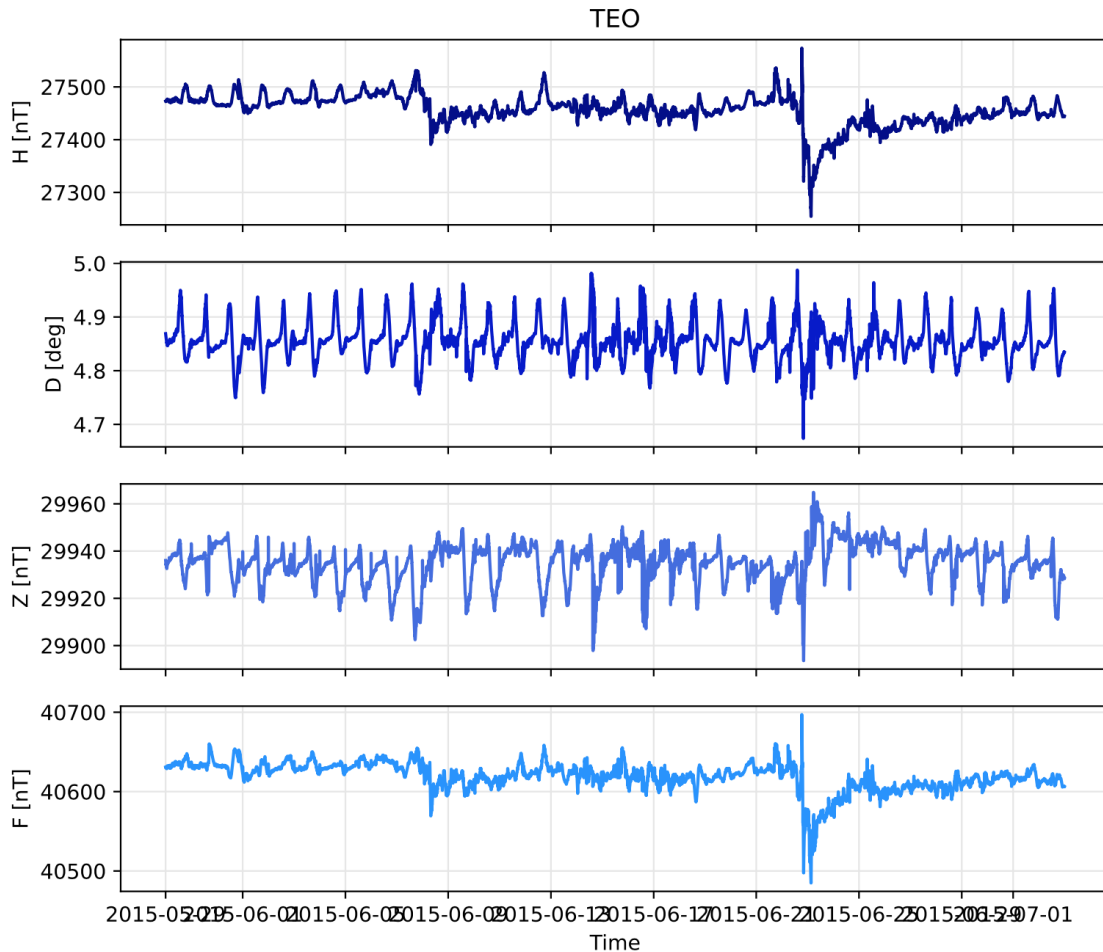


Figura 35: Componentes vectoriales del campo magnético para Teoloyucan (TEO). Gráficos creados en MagPy V 2.0.

Es importante mencionar que MagPy V 2.0 utiliza el método Finnish Meteorological Institute (FMI), que consiste en remover la variación regular (S_R) de los datos de la componente X , después se calcula el rango máximo de variabilidad de la amplitud (acorde a los valores de cada observatorio) con un rango máximo de 3 horas y finalmente se compara el rango con las bandas de amplitud para cada uno de los valores asignados acorde a cada observatorio (Figura 38), que en términos simples serían comparados con los rangos de valores mostrados en la Tabla 6.

Una vez que se tienen los datos, se generó una rutina en Phyton que permite la conversión de los valores del índice K_{teo} a los valores en nanoteslas, usando de nuevo la Tabla 6. El propósito de todo esto es poder tener en nanoteslas el índice K_{teo} , para su posterior comparación con el índice Dst en términos de las mismas unidades físicas (Figura 37).

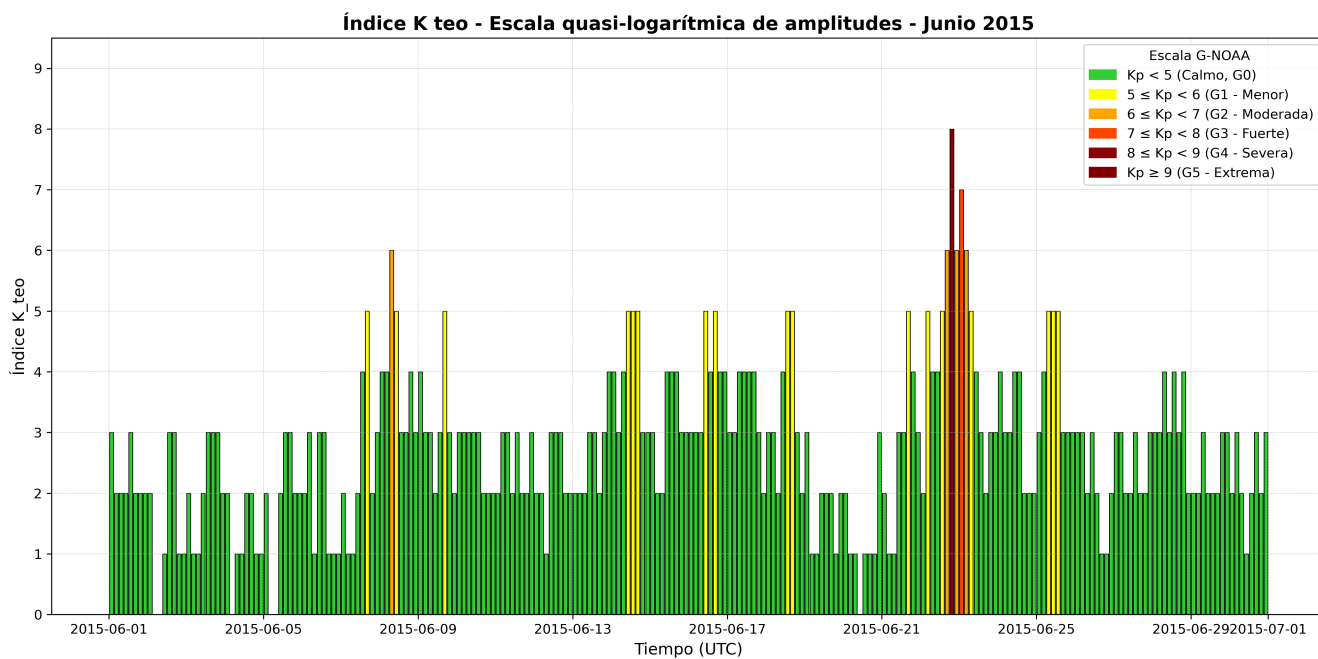


Figura 36: Índice K_{teo} en escala quasilogarítmica para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.

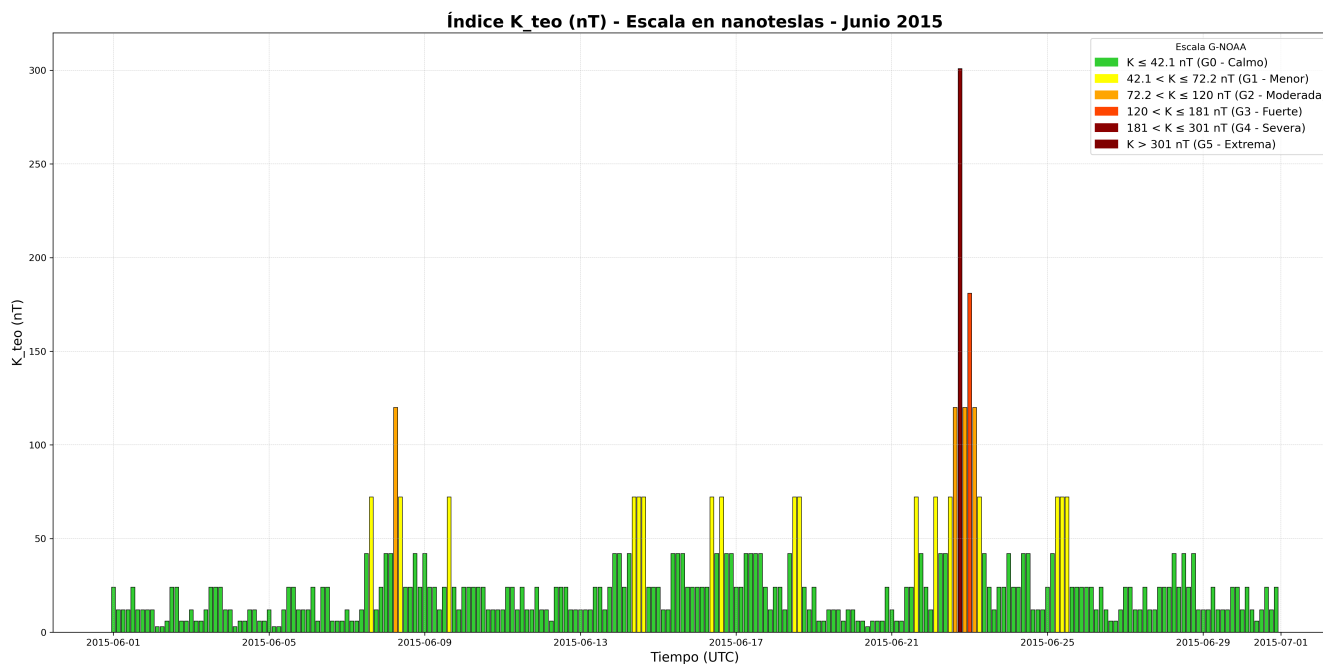


Figura 37: Índice K_{teo} en nanoteslas para el mes de junio del 2015. Elaboración propia.

4.1.3. Obtención del índice Kp

Para el procesamiento del índice Kp se utilizaron los datos proporcionados por for Geosciences (2025). Estos valores fueron primero transformados de su representación decimal a la escala convencional de 1 a 9 (Figura 38).

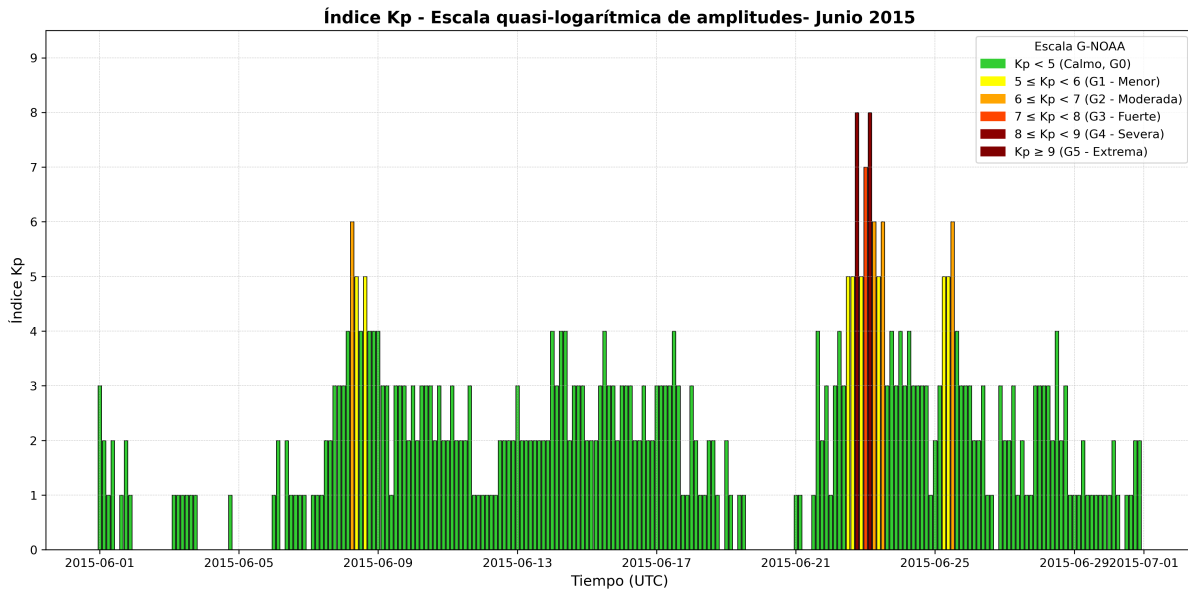


Figura 38: Índice Kp en escala cuasilogartítmica para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.

Posteriormente al igual que con el índice $Kteo$, se generó una rutina en Phyton para la conversión del índice Kp en unidades de nanoteslas, ayudado por la Tabla 6, correspondiente a valores del observatorio de Niemegk. Como resultado de ello se obtiene una gráfica de valores en Kp que es capaz de relacionarse en las mismas unidades con el Dst .

Si bien existe el índice ap que permite realizar un análisis en unidades de nanoteslas del Kp al igual que la metodología que empleamos, se optó por utilizar la escala de conversión de la Tabla 6 que en palabras del autor Matzka et al. (2021) por definición, las escalas del límite K para todos los observatorios son proporcionales a la escala de Niemegk. Y dado que se realiza una comparación entre $Kteo-Dst$ y $Kp-Dst$, se tiene que tomar en cuenta que para México sólo existe la escala de conversión local como la del observatorio de Niemegk (Tabla 6), por lo que no existe un índice ap para México que permita realizar un análisis de las correlaciones en las mismas dimensiones metodológicas, es por esa razón que se optó por realizar un análisis del Kp a partir de su conversión en nanoteslas.

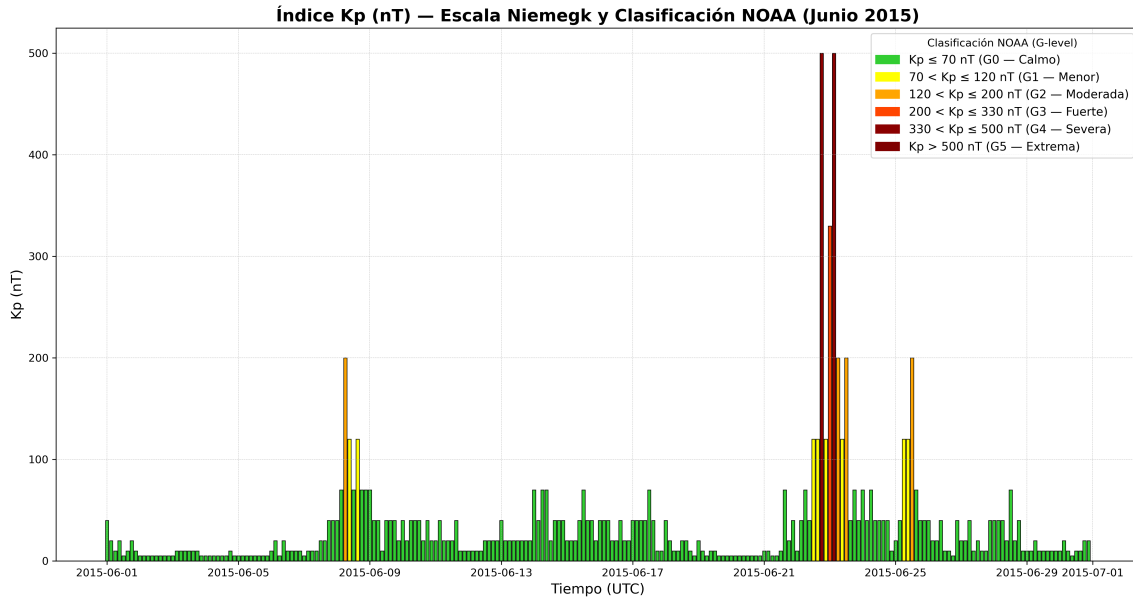


Figura 39: Índice K_p en nanoteslas para el mes de junio de 2015. Elaboración propia. Elaboración propia.

4.2. Correlación Cruzada entre los índices

Para poder comparar las señales entre los índices se utilizó la técnica de correlación cruzada para dos señales, una entre Dst y K_p , y otra para Dst y K_{teo} . Esta operación matemática y el tipo de índices que se correlacionan entre sí ya existe en trabajos previos como se describió en el capítulo 3.3.4. Es importante mencionar que en ese trabajo se describe la respuesta entre índices y sobre todo la comparación de esta respuesta entre índices globales y locales.

La correlación cruzada se define para dos procesos $x(t)$ y $y(t)$ es una función que cuantifica el grado de similitud o relación estadística entre ambos procesos conforme uno de ellos se desplaza en el tiempo. De manera que mide la similitud entre ambas señales en función de un desplazamiento entero K . En su forma discreta se representa de mediante las Ecuaciones 19 y 21 (Oppenheim & Verghese, 2017).

$$R_{x,y}[\tau] = \sum_{n=-\infty}^{\infty} x[n]y[n + \tau] \quad (19)$$

Donde:

- $R_{x,y}[\tau]$: es el valor de correlación para el desplazamiento.
- $y[n + \tau]$: es la secuencia de $y[n + \tau]$ desplazada τ muestras.
- Dst : es la primera señal involucrada, representa los valores originales de la señal x en cada instante discreto. Actúa como señal de referencia sobre la cual se va desplazando la otra secuencia $y[n]$.
- $y[n]$: es la secuencia que será desplazada sobre x .

Se puede visualizar que cada valor de τ mide cuánto se alinean ambas señales. Por otro lado mientras $R_{x,y}[\tau]$ es grande, significa que existe una alta similitud en ese desplazamiento. Mientras que el valor máximo de τ indica el desfase óptimo.

Respecto al parámetro del significado de τ se tiene que:

- $\tau = 0$: mide la similitud sin desplazamiento.
- $\tau > 0$: compara $x[n]$ con versiones adelantadas de $y[n]$.
- $\tau < 0$: compara $x[n]$ con versiones atrasadas de $y[n]$.

Respecto a la correlación entre índices se refiere a una operación matemática que lo que busca es establecer una relación cuantitativa entre los índices, teniendo en cuenta los retrasos de una señal respecto a otra, ayudando a identificar desfases temporales entre ellos. Pero también puede derivar en el entendimiento de ciertos fenómenos físicos, ya que la señal de cada índice es producto de actividad geomagnética.

La representación de las Ecuaciones usadas para la correlación en las rutinas de programación de Phyton son las siguientes:

$$R_{DstK_{teo}}[\tau] = \sum_{n=-\infty}^{\infty} Dst[n]K_{teo}[n + \tau] \quad (20)$$

$$R_{DstK_p}[\tau] = \sum_{n=-\infty}^{\infty} Dst[n]K_p[n + \tau] \quad (21)$$

Además si la correlación es evaluada en cero acorde a Oppenheim y Verghese (2017), se puede obtener la similitud instantánea entre las señales, representa su máxima alineación posible sin desplazamiento.

4.2.1. Cálculo de la Correlación

Se realizaron correlaciones cruzadas entre los índices globales como el *Dst* y el *Kp* , y el índice global *Dst* y el local *Kteo*.

La correlación se calculó para el mes completo de junio del 2015, pero también se hizo el estudio por tormenta y por fase de recuperación. Para saber los segmentos de estudio se tomó en cuenta la teoría Tsurutani (2000) que indica cómo identificar las fases de una tormenta magnética acorde a la morfología que presentan en su índice *Dst*, se tomó en consideración diversos trabajos que se muestran en el capítulo 3.4.1, como lo muestra la Figura 40 y la Tabla 9.

Es importante mencionar que el nombre que se le atribuye a la tormenta está relacionado con el periodo de tiempo de la fase principal de donde empieza a donde acaba, ejemplo de ello es la tormenta del 22 al 23, cuya fase principal abarcó horas que se encontraban en los dos días (se puede apreciar en la Tabla 9), por lo que aunque la tormenta tuvo una fase de recuperación de muchas horas más (29 de junio), se hace referencia sólo a lo que duró la fase principal.

Evento	Fase	Día	Hora (UTC)
Tormenta del 8 de junio 2015	Fase inicial	07/06/2015	09:00
	Inicio de Fase Principal	08/06/2015	06:00
	Inicio de Fase de Recuperación	08/06/2015	18:00
	Fin de Fase de Recuperación	20/06/2015	21:00
Tormenta del 22 al 23 de junio 2015	Fase inicial	21/06/2015	15:00
	Inicio de Fase Principal	22/06/2015	12:00
	Inicio de Fase de Recuperación	23/06/2015	06:00
	Fin de Fase de Recuperación	30/06/2015	21:00
Tormenta del 25 de junio 2015	Fase inicial	25/06/2015	00:00
	Inicio de Fase Principal	25/06/2015	06:00
	Inicio de Fase de Recuperación	25/06/2015	18:00
	Fin de Fase de Recuperación	30/06/2015	21:00

Tabla 9: Fechas de las Fases de las Tormentas de junio 2015. Elaboración propia.

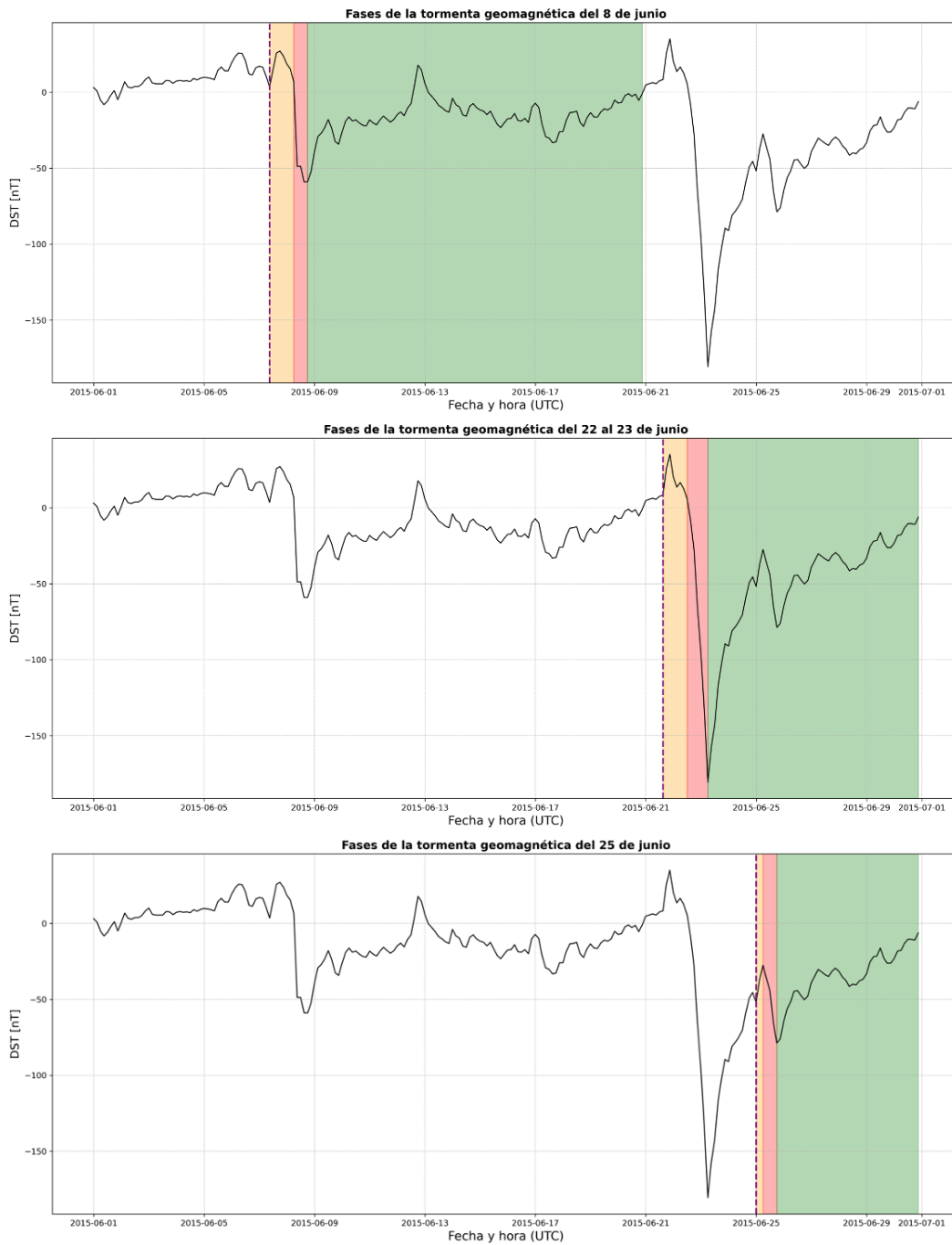


Figura 40: Fases de las tormentas geomagnéticas para el mes de junio del 2015. Elaboración propia.

La correlación se realizó mediante una rutina en Phyton, donde se hizo el cálculo de las Ecuaciones 21 y 20 con un algoritmo desarrollado manualmente, y con la función Scipy devolviendo señales iguales, lo que ayuda a corroborar que el código de correlación cruzada entre señales (Figura 41) realizada manualmente es plausible para el uso de los segmentos de tiempo estudiados.

Dentro de la programación de las Ecuaciones 21 y 20 se fijó el índice Dst debido a que pertenece a los índices de variación lenta, cuyo objetivo es representar la componente global y uniforme del campo magnético principalmente mediante el anillo de corriente y su respuesta a las fases de una tormenta geomagnética cuyo cambio en el comportamiento puede ser en escala de varias horas (como lo es en el de las tormentas). Sin embargo el índice K y Kp mide las perturbaciones irregulares y rápidas del campo geomagnético, el índice K_{teo} reacciona primero a cambios abruptos en la magnetósfera.

Para el caso de las tormentas geomagnéticas el K reacciona primero con picos abruptos, mientras que el índice Dst responde más tarde al fortalecimiento del anillo de corriente. Estas variaciones rápidas en K o Kp tienden a adelantarse o retrasarse respecto a la respuesta global del Dst , por lo que dejar fija la señal en Dst permite ir recorriendo la señal de K o Kp en busca de un adelanto o retraso de la señal. De esta manera se puede tener un análisis que vaya más acorde a la teoría física que hay detrás de cada fenómeno.

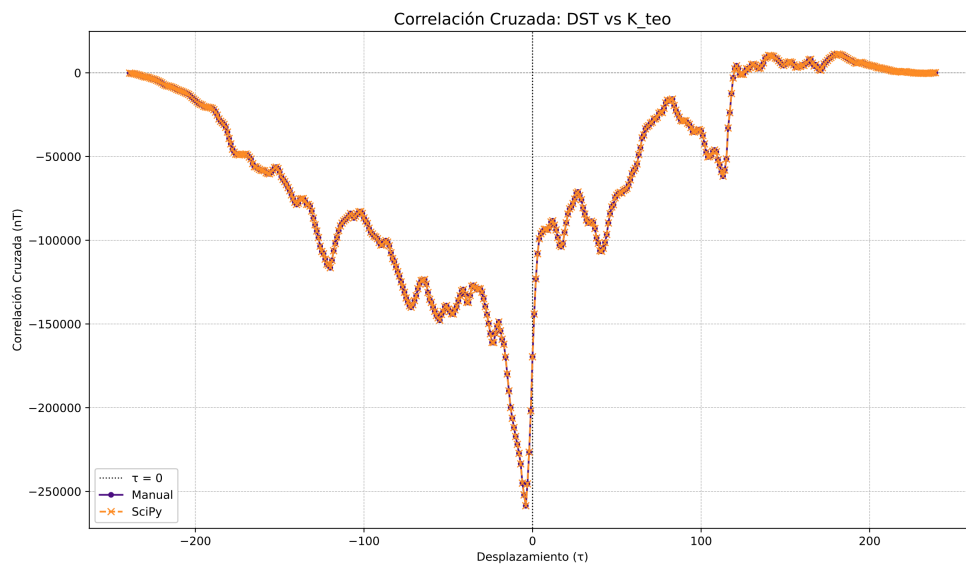


Figura 41: Gráfica comparativa entre las técnicas de correlación cruzada, utilizando un algoritmo implementado por la autora y la función “correlate” de la librería SciPy de Python. Elaboración propia.

Posteriormente, a partir del cálculo de la correlación cruzada entre los índices se empleó una normalización que constituye un procedimiento necesario para la recuperación de unidades en nT , debido a que intrínsecamente la correlación cruzada presenta unidades de nT^2 , obteniendo así, un análisis físicamente

dimensional, cuyos resultados pueden interpretarse como la amplitud magnética efectiva de la correlación cruzada entre Dst y Kp , qué tan intensa es su relación promedio considerando los desfases temporales. la cual es directamente interpretable como la intensidad efectiva del acoplamiento entre ambas señales.

La normalización se enfoca en una normalización tipo Valor Cuadrático Medio (RMS), y dado que la correlación cruzada posee unidades cuadráticas (nT^2), la aplicación de la raíz cuadrada permite recuperar una magnitud lineal en nT. Esta ecuación es coherente con la relación energética B^2 descrita por Mayaud (1980), y en parte con la definición de amplitud utilizada en el procesamiento de señales (Oppenheim & Verghese, 2017), donde la raíz de una cantidad cuadrática representa una amplitud promedio físicamente significativa. El signo original de la correlación se preserva para mantener la distinción entre correlación directa y anticorrelación.

Es una normalización en donde el retardo entre las señales de los índices producto de la normalización no se ve afectado, y que permite identificar la transición entre las fases de la tormenta y por ende cambios en el acoplamiento viento solar-magnetosfera.

$$Norm = sgnR_{DstKp}(\tau) \sqrt{\frac{|R_{DstKp}|}{n(\tau)}} \quad (22)$$

Por otro lado, la correlación permite saber el contenido de energía inicial entre las señales cuando su valor se encuentra en el desplazamiento $\tau = 0$, por lo que esta correlación al conservar las unidades en nanoteslas permite tener una noción de la cantidad de energía que relaciona las dos señales.

El algoritmo desarrollado arrojó además de valores de la correlación, valores relacionados como los máximos y mínimos para cada periodo de evento estudiado para su posterior interpretación respecto a su retraso o adelanto.

5. Resultados del análisis de los índices geomagnéticos durante las tormentas

A continuación se presentarán los resultados de la correlación cruzada entre los diferentes índices mediante rutinas hechas en Python.

5.1. Mes de junio

Se estudió el mes de junio en su totalidad para entender cómo se comportan los índices en todo el periodo de tiempo, y saber si la respuesta de la correlación era atribuible a alguna de las tormentas.

Las gráficas en las Figuras 42 y 44, muestran de manera cualitativa la correspondencia entre las variaciones del índice *Dst* y las fluctuaciones en el mes de junio del 2015, donde es importante recordar que se presentaron 3 tormentas geomagnéticas, dos clasificadas como G2 y otra como G3.

5.1.1. Correlación *Dst* - *Kp*

En la Figura 42 se observan los índices *Dst* y *Kteo* antes de aplicar la correlación cruzada para el mes de junio. También se pueden apreciar las 3 tormentas del mes porque se observan saltos elevados en el valor del *Dst* y el *Kteo* de manera más clara, en el índice *Kp* se observan los cambios de colorimetría asociada a diferentes niveles de comportamiento del campo geomagnético.

Es importante recalcar que el valor principal que se tomó para interpretar los datos es el valor máximo en magnitud, por lo que si bien la Figura 43 se muestra como máximo $\tau = 140$ de la correlación, el máximo en magnitud es el $\tau = -4$, tomando en cuenta que sus valores en nanoteslas son mayores. Esta metodología de interpretación se sigue para todas las correlaciones entre los índices *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* en los diferentes periodos de tiempo.

Para este caso se obtuvo una correlación máxima de tipo negativo, lo cual indica una relación de anticorrelación entre los índices. Este comportamiento es consistente con la física de las tormentas geomagnéticas, ya que el índice *Kp* responde de manera inmediata a las variaciones rápidas del campo geomagnético, mientras que el índice *Dst* refleja la respuesta integrada de la corriente de anillo. El valor de $\tau = -4$, equivalente a un desfase temporal de 12 horas, indica que las variaciones representadas por *Kp* preceden temporalmente al desarrollo completo de la perturbación registrada por *Dst*.

Como se mencionó con anterioridad, el resultado indica un valor de $\tau = -4$ para la correlación, ello

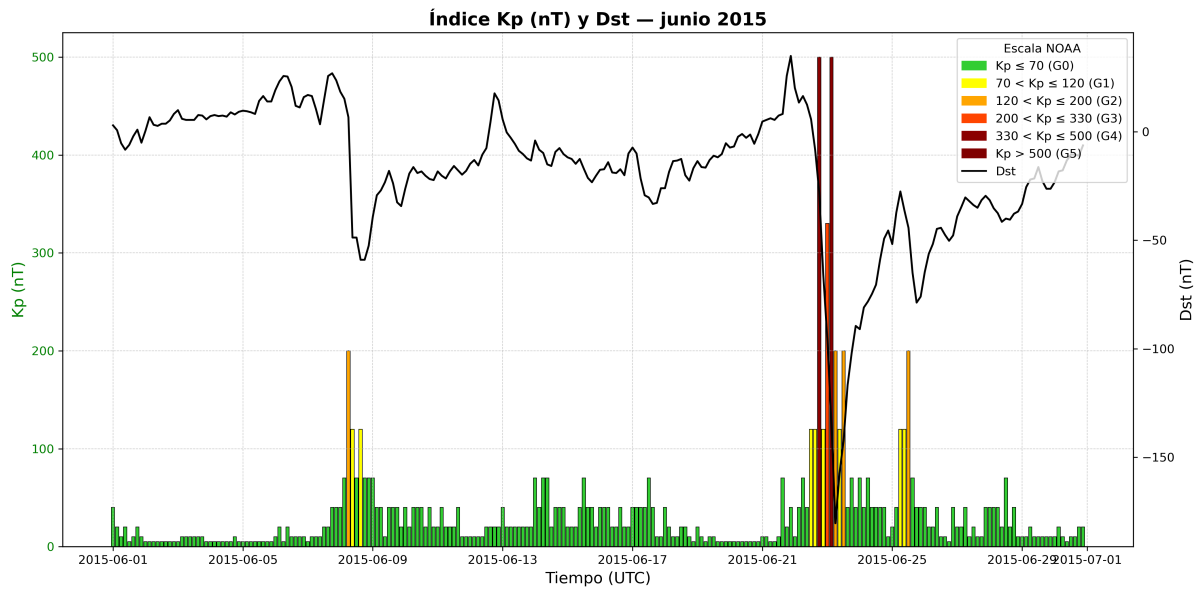


Figura 42: Índice Dst y Kp para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.

indica un retraso de 12 h, para que se presente la intensidad máxima de la tormenta asociada a la fase principal.

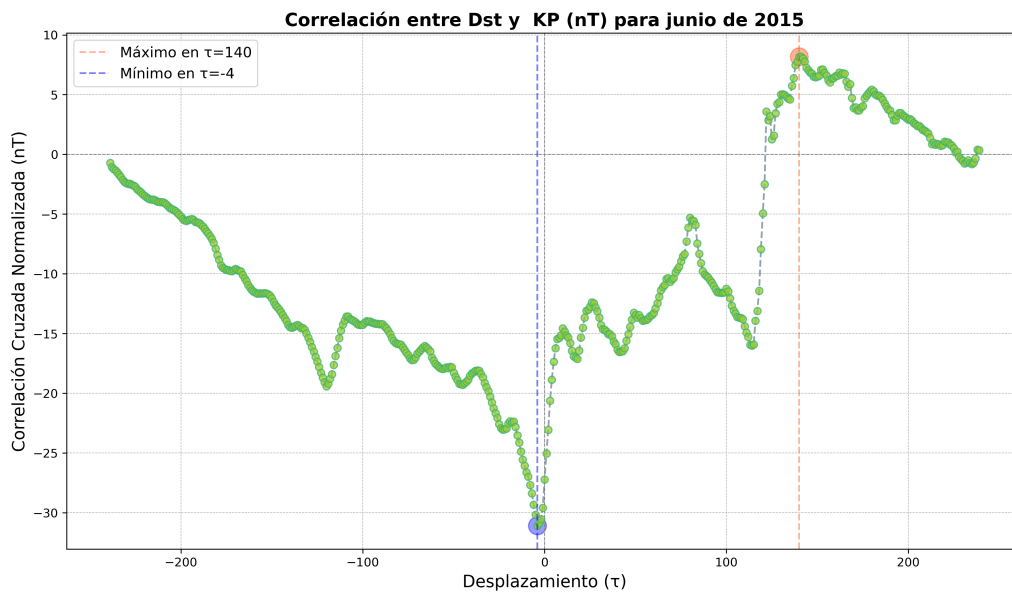


Figura 43: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para el mes de junio de 2015. Elaboración propia.

La anticorrelación que se observa debido a ser la que se detecta con mayor intensidad de todo el mes, corresponde a la tormenta generada del día 22 al 23 de junio debido a que la técnica de correlación cruzada analiza cómo las amplitudes de dos señales varían juntas cuando una de ellas se desplaza en el tiempo, ocasionando que se multipliquen las amplitudes de las señales ($Dst[n]K_p[n + k]$) por lo que

hace que el producto se vuelva muy grande y la suma total se sesga a ese punto, en este caso el pico más prominente acorde a la Figura 42 es la correspondiente a la tormenta mayor (G4) del 22 al 23 de junio. Es por esta razón que se buscó gestionar el análisis de la señal acorde a cada tormenta y cada una de sus fases de recuperación.

Por otro lado, los valores en nanoteslas para la correlación $\tau = -4$ es de $-31.081 [nT]$ mientras que para $\tau = 0$ es de $-27.211 [nT]$ correlación de Pearson de -0.476 , al cual se le puede asociar el valor de $\tau = 0$ que es cuando ambas señales se encuentran una respecto a la otra sin desplazamiento, por lo que sin el desplazamiento, es así que las señales parecieran tener una relación baja.

5.1.2. Correlación Dst - Kteo

De manera general, la señal de *Kteo* y *Dst* responden a los eventos de tormenta, y esto es visible en la Figura 44.

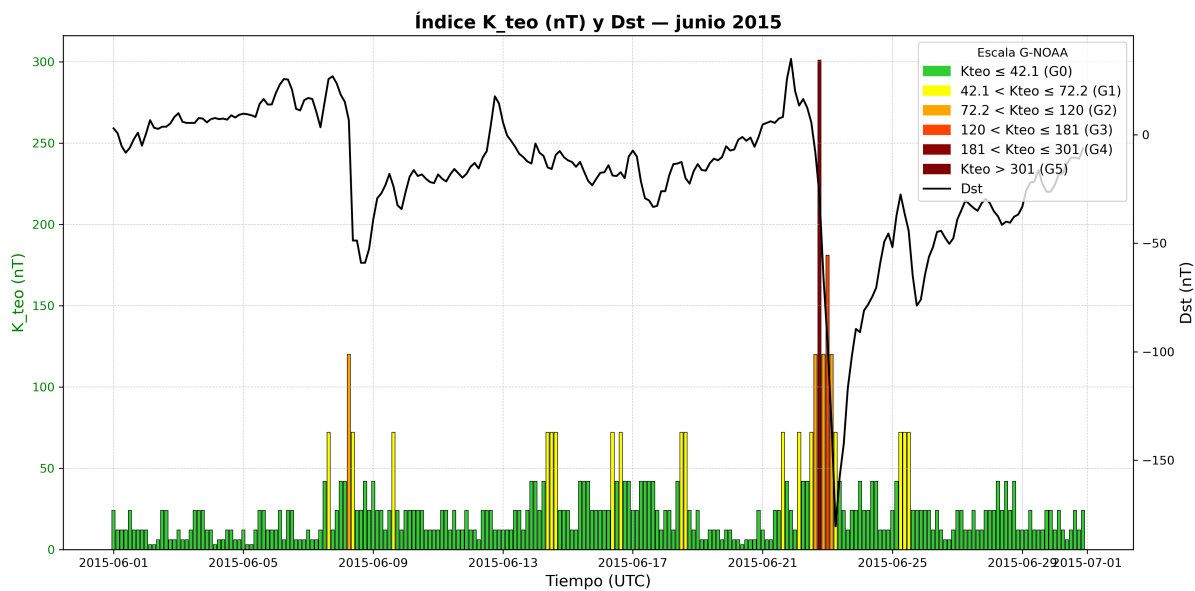


Figura 44: Índice *Dst* y *Kteo* para junio. Elaboración propia.

Para el caso de la correlación de todo el mes de junio del *Dst - Kteo*, se usó la Ecuación 20. El resultado indica un valor de $\tau = -4$ para la correlación, ello indica un retraso de 12 h, donde el *Kteo* presenta primero en la intensidad máxima de la tormenta antes que el *Dst* para Teoloyucan.

Por otro lado, los valores negativos en $[nT]$ en la Figura 45 representan una anticorrelación entre el *Dst* y el *Kteo*. Para el caso de $\tau = -4$ tiene valores de $-23.233 [nT]$, para $\tau = 0$ se tiene $-18.817 [nT]$, una correlación de Pearson de -0.243 , que indica que la relación inicial entre *Dst* y *Kteo* es muy baja.

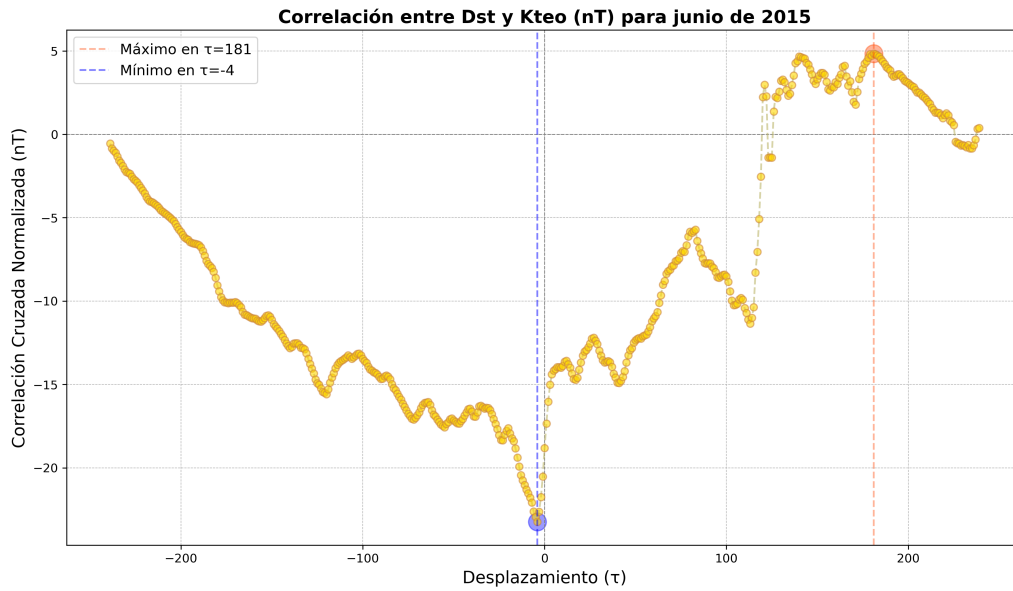


Figura 45: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kteo* para el mes junio de 2015. Elaboración propia.

Así, es posible apreciar que la correlación explica la relación que se tiene entre los índices como el *Dst* y el *Kteo*, que si bien éste último es de origen local (derivado del índice *K*), de manera preliminar en la Figura 44 se aprecia que existe relación entre ambos índices, y con el cálculo de la correlación se observa en la Figura 45 además de existir una anticorrelación se obtiene un retraso plausible.

5.1.3. Comparación de relaciones *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* para el mes de junio

Para el caso de la relación del índice *Dst* - *Kteo* de acuerdo a la Figura 42 se aprecian al igual que en la Figura 44, las tres tormentas que se destacan, teniendo ambas gráficas los valores correspondientes para las tormenta del mes, que serían la del 8 y del 22 al 23 de junio, excepto para la tormenta del 25 donde no son evidentes los valores de una G2 para el *Kteo*, mientras que para el *Kp* sí lo son.

Las Figuras 45 y 42 evidencian que el retraso de la señal tanto para *Kp* como para el índice local *Kteo* es el mismo ($\tau = -4$), lo que marca un comportamiento similar respecto al índice *Dst* para el mes de junio.

Por otro lado, los valores de las correlaciones de Pearson de -0.476 para la relación *Dst-Kp*, mientras que para *Kteo* es de -0.243 lo que indica que inicialmente la anticorrelación de *Dst-Kp* es más fuerte que en *Kteo*. A pesar de que en las Figuras 42 y 44 aunque los comportamientos son similares, existen diferencias en valores en nanoteslas. Sin embargo, pese a eso, para el mes de junio ambas responden a la tormenta del 22 al 23 y de una forma similar.

5.2. Tormentas

5.2.1. Tormenta del 8 de junio

Existen evidencias de la existencia de la primer tormenta que se dio en el mes de junio del 2015, cuya peculiaridad radica en que tiene una fase de recuperación inesperadamente larga (12 días) y cuya magnitud se clasifica como una G2 (Figura 40).

5.2.1.1 Correlación Dst -Kp

La Figura 46, muestra de manera clara que se trata de una tormenta clasificada como G2, y cómo reacciona al cambio súbito del índice *Dst* al iniciar la tormenta. En la misma Figura 46 se aprecia la larga recuperación de 12 días que lleva la tormenta, donde se observan cómo los valores de *Kp* van disminuyendo.

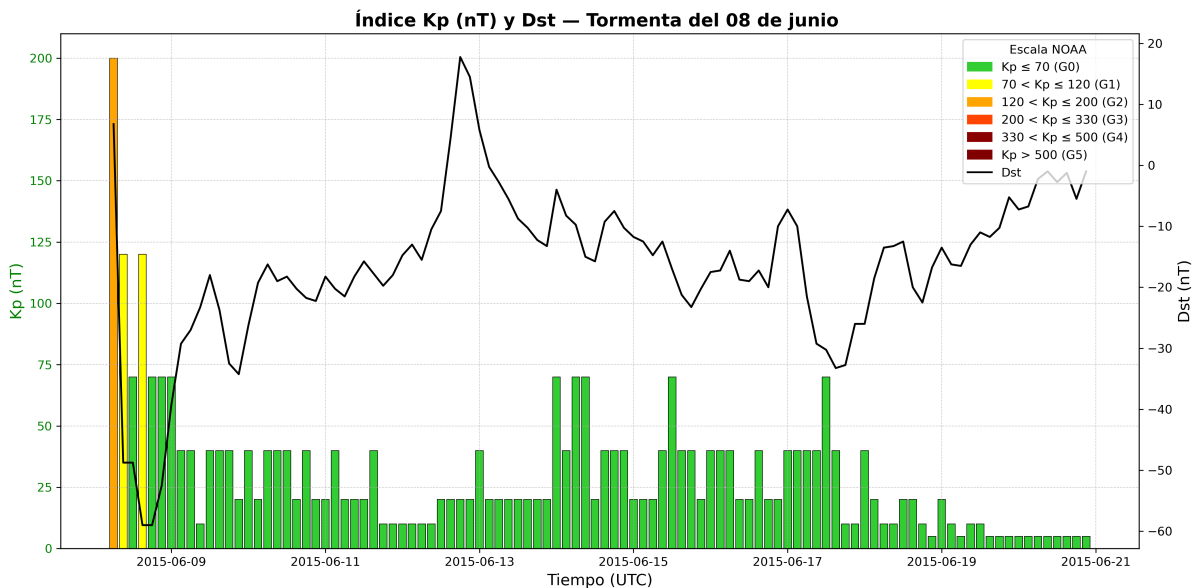


Figura 46: Índice *Dst* y *Kp* para la Tormenta del 8 de junio. Elaboración propia.

En la correlación *Dst* - *Kp* (Figura 47) se reconoce una anticorrelación entre el índice *Dst* y el índice *Kp*, cuyo valor mínimo es $\tau = -1$ lo que se interpreta como que el índice *Kp* se atrasa respecto al *Dst* 3 horas, por lo que el *Kp* reacciona primero a la llegada de la tormenta.

El mínimo de la correlación ($\tau = -1$) presentó valores de -19.276 [nT] mientras que para la correlación en $\tau = 0$ se tienen -17.747 [nT]. Presentó una correlación de Pearson de -0.342 .

En términos amplios, la correlación indicó claramente la anticorrelación esperada entre los índices para la fase principal de la tormenta.

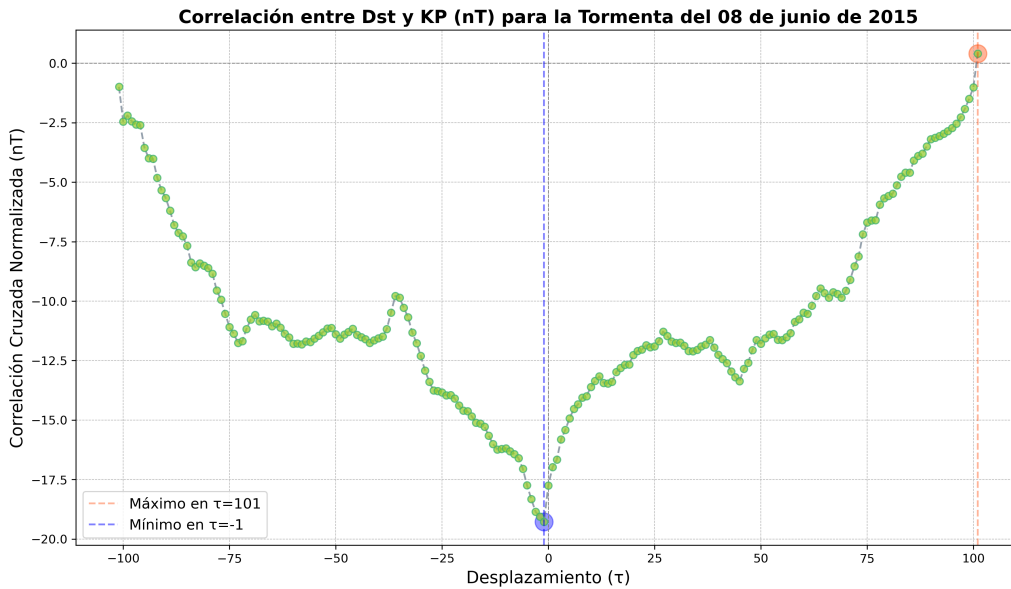


Figura 47: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kp* para la Tormenta del 8 de junio de 2015. Elaboración propia.

5.2.1.2 Correlación *Dst* -*Kteo*

Para el caso de la tormenta del 8 de junio la relación *Dst*-*Kteo* se hizo evidente (Figura 48), ya que para la tormenta se identifica valores de 120 [nT] y valores bajos para *Dst* de alrededor de -50 [nT]. Posteriormente, se siguen viendo altos valores en la fase de recuperación (G1) pero que no sobrepasan los valores de la tormenta, acompañado de valores que bajan y suben en *Dst*.

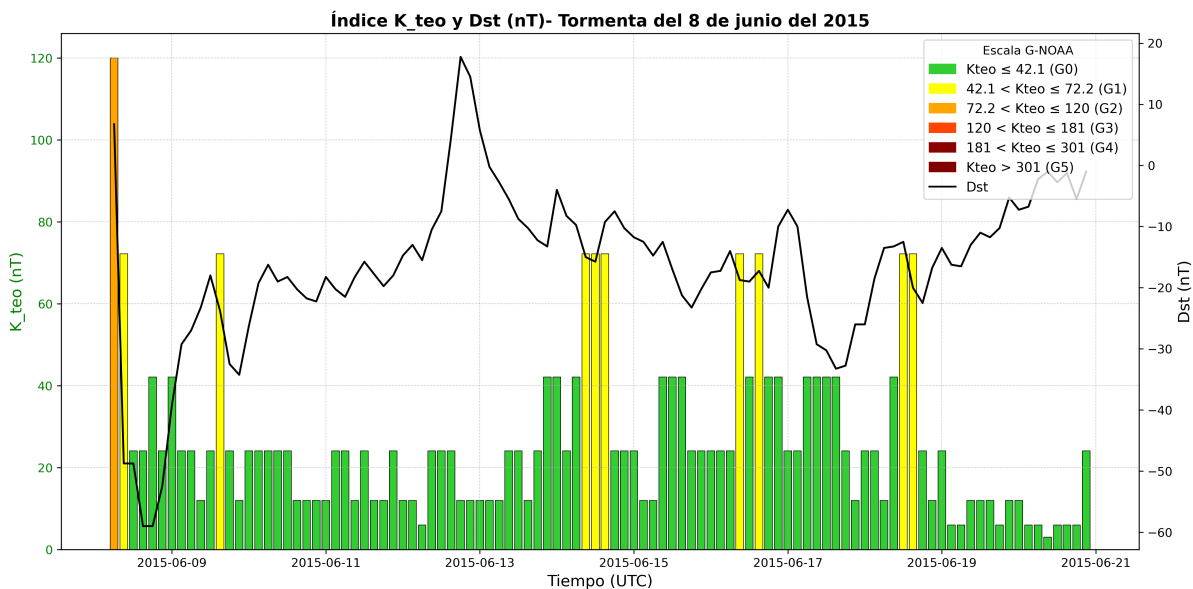


Figura 48: Índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 8 de junio. Elaboración propia.

Para el caso de la correlación (Figura 48), revela que se trata de una anticorrelación que tiene su

valor mínimo en $\tau = -1$ lo que indica que la tormenta se percibió primero en *Kteo* que en *Dst*, lo cual coincide con lo que se aprecia en la Figura 48. Pero también queda claro que la anticorrelación obtenida está asociada a una tormenta geomagnética.

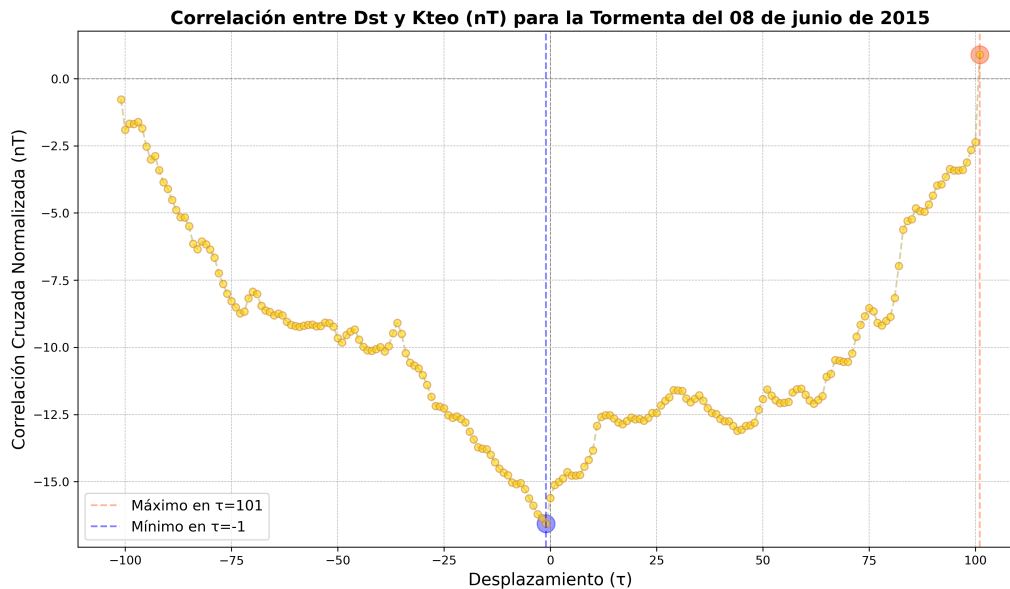


Figura 49: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 8 de junio de 2015. Elaboración propia.

Los valores arrojados para el $\tau = -1$ son $-16.565 [nT]$ y para el $\tau = 0$ son $-15.605 [nT]$, con una correlación de Pearson de -0.149 . Por lo que de forma inicial, los índices apenas y tenían una relación directa.

5.2.1.3 Comparación de relaciones *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* para la Tormenta del 8

Para el caso de la relación *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* se tiene que ambos reaccionan a la tormenta geomagnética en forma de anticorrelación, y además el mismo retraso de la señal de $\tau = -1$, lo que indica que para ambos índices (*Kp* y *Kteo*) la anticorrelación operó de forma similar pese a que sus valores en nanoteslas difieren.

Adicionalmente de manera específica, la morfología de las Figuras 47 y 49 es similar, presenta incrementos de $\tau = 101$. Respecto a la correlación de Pearson, en la relación *Dst-Kp* es mayor que en la relación *Dst-Kteo* por lo que sin desplazamiento, la relación *Dst-Kp* tiende a tener una relación más estrecha aunque sigue siendo débil.

5.2.2. Tormenta del 22 al 23 de junio

La tormenta acontecida del 22 al 23 de junio fue la tormenta más fuerte del mes, y una de las más fuertes del ciclo solar. Acompañada de una fase de recuperación complicada por la presencia de una tormenta G2.

5.2.2.1 Correlación Dst - Kp

En la Figura 50 se aprecia que la tormenta llegó a alcanzar valores de 500 [nT] representando una tormenta G4. En la misma Figura 50 se hizo evidente que el índice Dst también desciende de forma abrupta, respondiendo a la tormenta alcanzando valores negativos, por lo que de manera preliminar se aprecia que existe una relación opuesta entre ambos, pero donde el índice Kp pareciera responder primero.

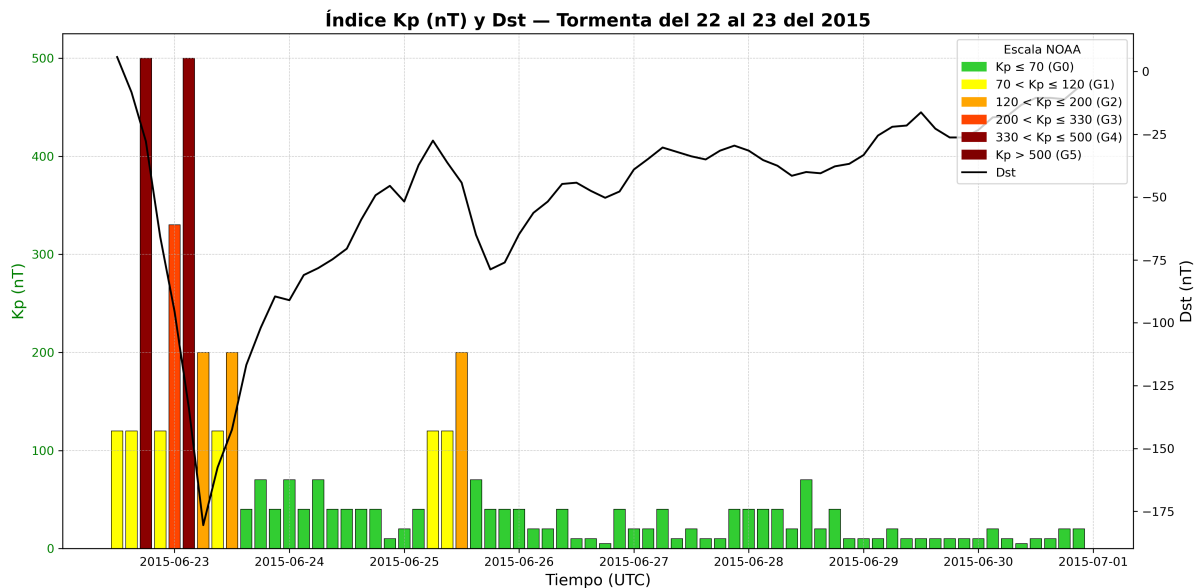


Figura 50: Índice Dst y Kp para la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.

En la Figura 51 se ilustran los valores obtenidos de la correlación entre el Dst y el Kp , en ella se observa un pico descendente predominantemente en toda la señal que indica una relación de anticorrelación para la relación de ambos índices. Esta anticorrelación va acorde al comportamiento esperado desde la Figura 50.

Por otro lado, la correlación en $\tau = -4$ presenta valores de -53.681 [nT] lo que indica que la señal de Kp se retrasó 4 unidades respecto al Dst , y que se presentó 12 horas antes el evento en Dst .

Para el caso del $\tau = 0$ los valores que arrojó fueron de -47.461 [nT], mientras que para la correlación de Pearson se obtuvieron valores de -0.380 , presentando así, una relación baja antes de desplazar la señal.

Es oportuno mencionar que aunque los valores en nanoteslas producto de la correlación que se incluyen

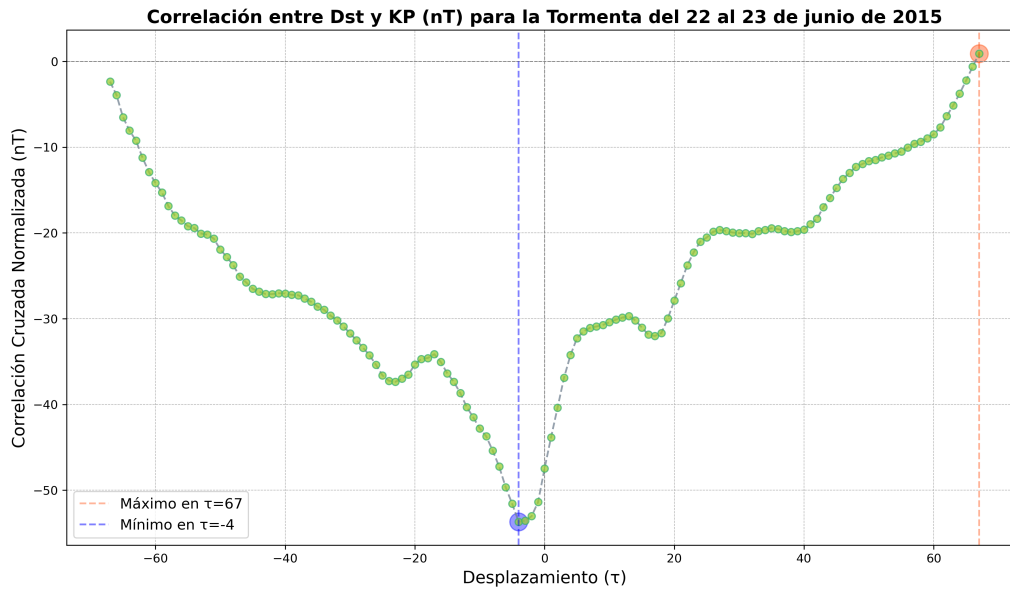


Figura 51: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para la Tormenta del 22 al 23 de junio. Elaboración propia.

la Figura 42 suelen ser menores que en la correlación mostrada en la Figura 51, ambas correlaciones responden a la tormenta que va del 22 al 23 de junio.

Sin embargo, el desplazamiento de magnitud máxima de la señal es igual para ambos análisis, por lo que en ese sentido, los análisis tienen congruencia respecto a lo que se esperaría de una correlación cruzada entre el índice Dst y Kp . Los valores en nanoteslas cambian para ambos análisis debido a que la correlación por su naturaleza matemática, tiende a aumentar las amplitudes y más aun si el número de datos es mayor, por el número de puntos solapados tiende a ser mayor, lo que ocasiona que la suma de éstos se incremente. Y aunque los valores son muy distantes si existe una clara diferencia.

5.2.2.2 Correlación Dst - $Kteo$

La conexión existente entre el índice global Dst y el local $Kteo$ es evidente como refleja la Figura 52, con valores superiores a los 300 [nT] en $Kteo$ para la fase principal de la tormenta, y valores negativos para Dst . Siguiendo con la misma gráfica en la fecha del 25 de junio se logra apreciar la tormenta documentada como G2, pero que para Teoloyucan tiene valores de una G1.

Respecto a la correlación, el patrón indica que la relación entre el índice Dst y el $Kteo$ es una relación de anticorrelación. Presentando un pico negativo en $\tau = -4$ con valor de -39.371 [nT], reflejando que el índice local $Kteo$ presenta signos de la tormenta geomagnética 12 horas antes que en Dst . Además en $\tau = 0$ el valor de la correlación fue de -31.712 [nT]. Presentando una correlación de Pearson de 0.085, denotando que la relación entre ambos índices es nula o casi inexistente.

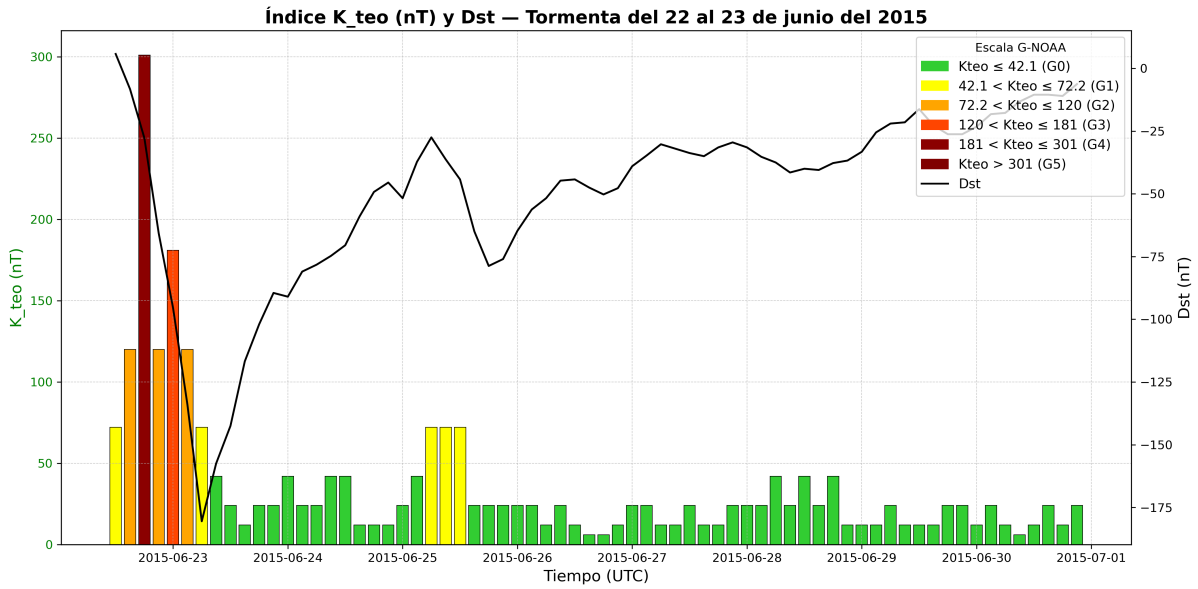


Figura 52: Índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 22 al 23 de junio. Elaboración propia.

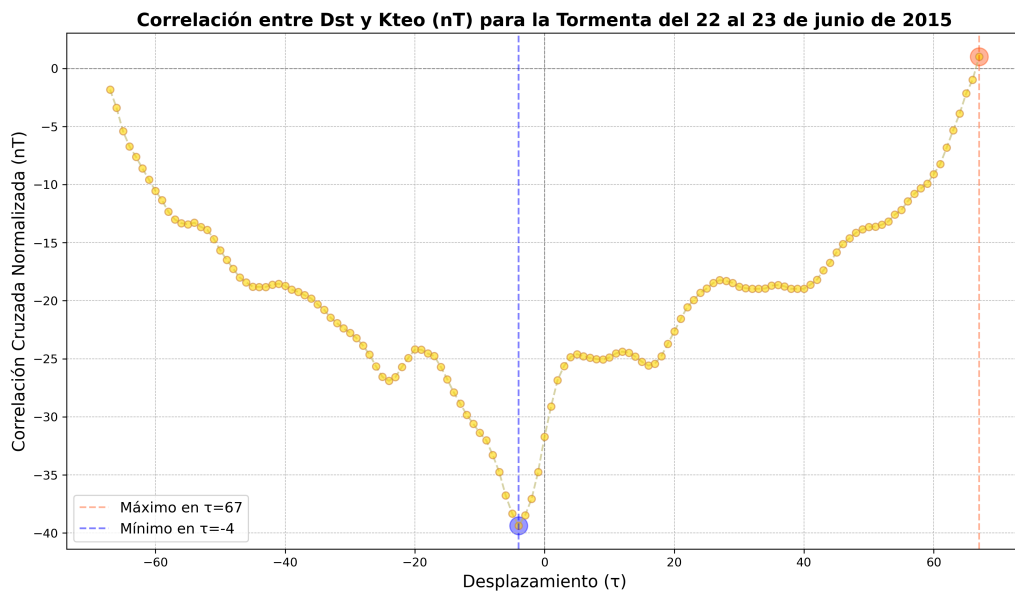


Figura 53: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.

Es importante mencionar que a diferencia del análisis realizado en la Sección 5.1.2, la correlación (Figura 53) presenta valores más bajos en nanoteslas, pero no distan mucho ya que ambos mínimos desplazamientos se quedan cercanos a los $-30 [nT]$.

La morfología de la señal (Figura 53) resultante también, es más suave, no presenta tantas variaciones bruscas a comparación de la correlación para el mes de junio (Figura 45), eso se puede explicar ya que tomándose todo el mes de junio, se tiene un número mayor de variaciones diversas de forma aleatoria,

más que sólo el periodo que abarca sólo la Tormenta del solsticio de verano (del 22 al 23 de junio).

5.2.2.3 Comparación de relaciones *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* para la Tormenta del 22 del 23

Dentro de la tormenta del solsticio de verano, tanto la correlación del *Dst-Kp* como la del *Dst-Kteo* presentan la máxima anticorrelación en $\tau = -4$, por lo que el retraso de 12 horas es presente en ambos, pese a que los valores entre las relaciones dan diferentes cantidades de nanoteslas.

Además las correlaciones de esta tormenta son muy similares en desplazamiento a las evaluadas para el mes completo de junio, por lo que ambas son opciones que se pueden usar si se requiere saber cómo se comportó la mayor tormenta en el mes o cierto periodo de tiempo.

5.2.3. Tormenta del 25 de junio

La tormenta del 25 de junio está reportada como una tormenta que surgió en la fase de recuperación de la tormenta del 22 al 23 de junio, por lo que su caracterización resulta un poco compleja.

5.2.3.1 Correlación *Dst -Kp*

En la Figura 54 se observa que los valores iniciales para la tormenta del 25 de junio no empiezan cuando el *Dst* cruza los cero nanoteslas y empieza a descender, sigue teniendo la morfología de una tormenta y el valor en la escala como una tormenta G2, pero no tiene el comportamiento usual en la fase inicial de la tormenta. Es importante mencionar que su fase de recuperación se alargó hasta el día 29.

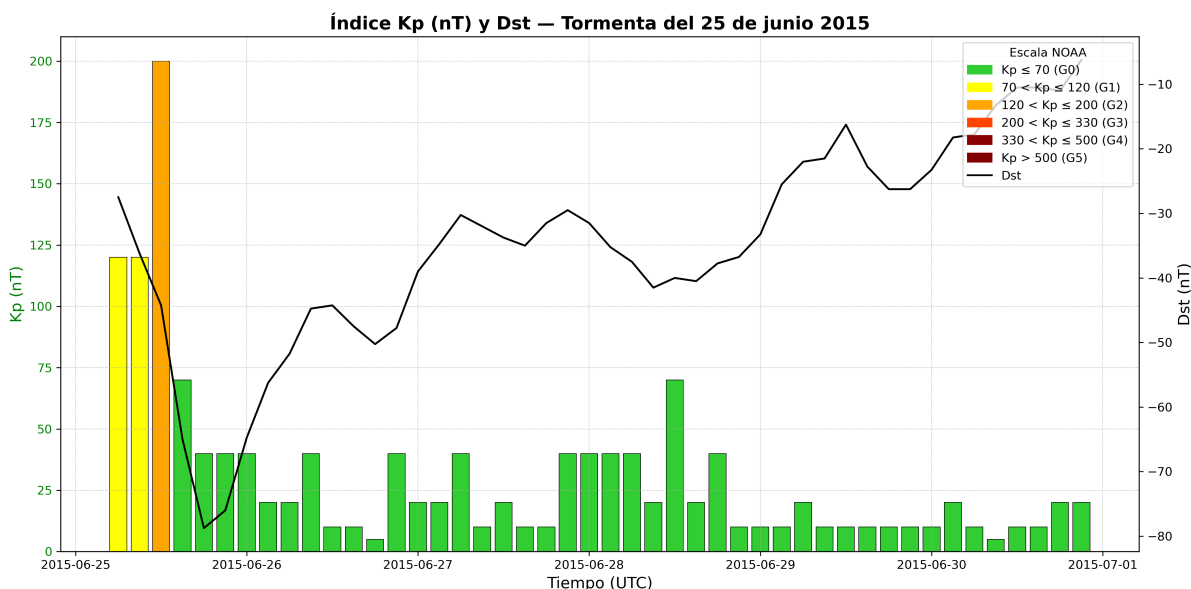


Figura 54: Índice *Dst* y *Kp* para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

Para el caso de la correlación (Figura 55) se distingue una anticorrelación entre el índice *Dst* y el

Kp , donde el valor de la anticorrelación mayor es $\tau = -3$, lo cual representa que la tormenta se observa primero en Kp que en el índice Dst por 9 horas.

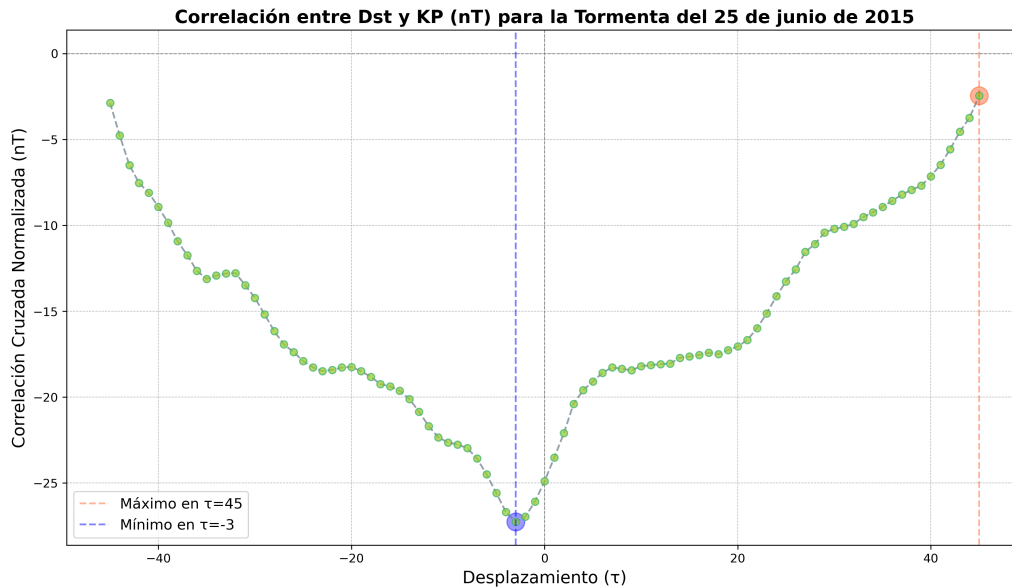


Figura 55: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

Los valores que revela la correlación son los siguientes, para $\tau = -3$ el valor es $-27.256 [nT]$, mientras que para $\tau = 0$ se tienen valores de $-24.900 [nT]$. Su correlación de Pearson es correspondiente a el valor 0.161, indicando una muy baja relación inicial entre el Dst y el $Kteo$.

5.2.3.2 Correlación Dst - Kteo

Como se aprecia en le Figura 56 se tienen valores que de acuerdo a los reportes no coincide con una tormenta geomagnética, ya que se puede observar que sólo se presentan como máximo valores en $Kteo$ que oscilan de entre los $42.1 < Kteo \leq 72.2 [nT]$, por lo que para Teoloyucan indicaría que en realidad se podría tratar de una G1. Aun cuando esto ocurre, los valores de Dst para ese mismo momento según la Tabla 3 corresponde a una tormenta moderada y los valores de G1 de en la Figura 56 se distinguen de los demás valores en la fase de recuperación.

Por otro lado, respecto a la diferencia de 1 en la escala de $Kteo$, autores como Mayaud (1980) menciona que diferencias de una unidad entre observatorios reportando el índice K , la escala local se puede aceptar también como correcta, por lo que aunque para el observatorio no se presentara como tal una G2 el $Kteo$ sí reaccionó a un incremento en la fase de recuperación de la Tormenta del 22 al 23. Estas diferencias entre observatorios, incluso cercanos, pueden existir, siempre y cuando no excedan de uno en la escala del K local.

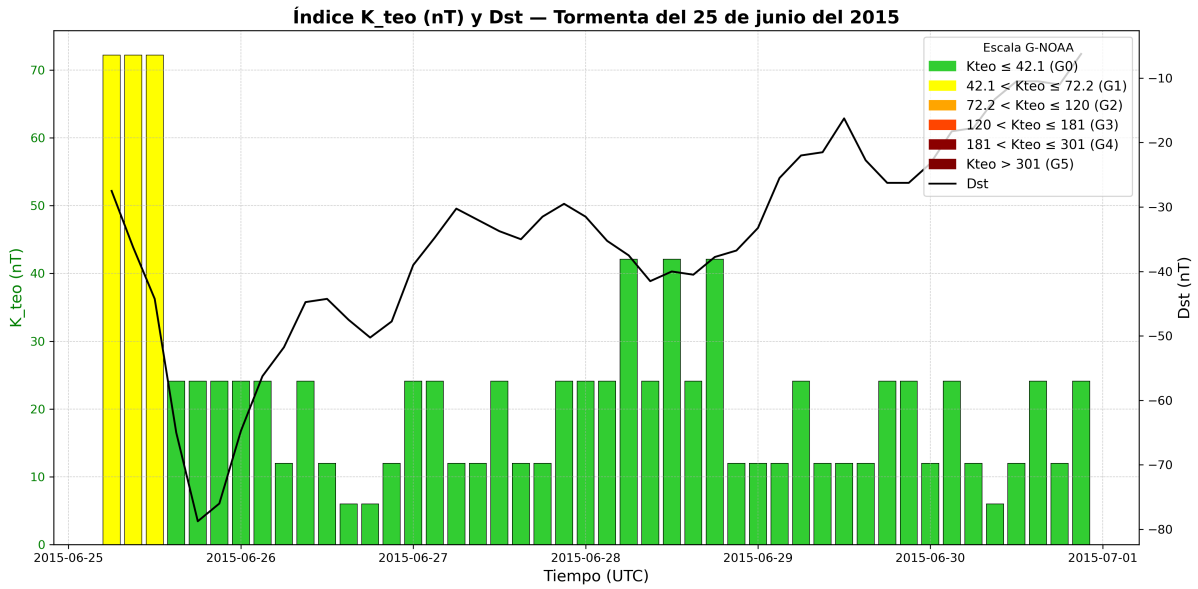


Figura 56: Índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

Respecto a la correlación, la Figura 57 presenta un mínimo evidente producto de una anticorrelación entre el índice *Dst* y el *Kteo* en $\tau = -3$, teniendo así el *Dst* un retraso de la señal de 9 horas respecto a *Kteo*, donde claramente se puede apreciar que en la Figura 56 la subida en *Kteo* se presentó antes que la caída de *Kteo*.

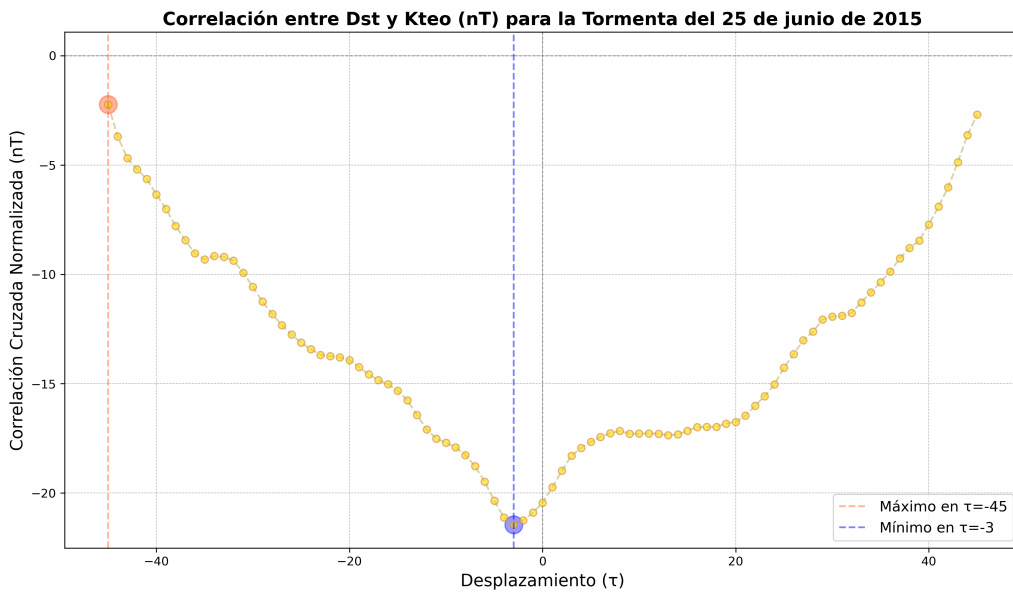


Figura 57: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kp* para la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

Los valores de la correlación para $\tau = -3$ es de $-21.446 [nT]$, mientras que para $\tau = 0$ los valores en nanoteslas es de $-20.441 [nT]$. Su correlación de Pearson es de 0.014, lo cual señala que la relación

entre los índices inicial es muy baja.

5.2.3.3 Comparación de relaciones Dst-Kp y Dst-Kteo para la Tormenta del 25 de junio

La tormenta del 25 es un caso complejo por los tiempos en que se generó la tormenta, ya que su decaimiento no pasó por los 0 [nT]. Se tiene que tanto para la correlación de $Dst-Kp$ (Figura 55) como para la de $Dst-Kteo$ (Figura 57) el valor del desplazamiento es el mismo ($\tau = -3$) para la anticorrelación, pero para el valor máximo se tiene que $\tau = 45$ para $Dst-Kp$, mientras que para $Dst-Kteo$ $\tau = -45$, lo que indica que aunque son iguales en magnitud son opuestas entre sí. Respecto a la diferencia en [nT] que rondan los 6 [nT], se puede deber a los valores más elevados del Kp en comparación de los que presentaba el $Kteo$.

5.3. Fases de Recuperación

5.3.1. Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio

5.3.1.1 Correlación Dst - Kp

En la fase de recuperación para la tormenta del 08 de junio se tiene que los valores para Kp no sobrepasan los 70 [nT] como se aprecia en la Figura 58, sin embargo, es posible ver muchas fluctuaciones en la estructura tanto del índice Dst como del Kp , donde los valores suben y bajan dentro del rango.

Además cabe recordar que esta recuperación fue de alrededor de 12 días (lo que se puede corroborar de nuevo en la Figura 58), ya que hay incrementos importantes de Kp desde los días 15 al 17 de junio pero para el día 18 empiezan a descender hasta que para el día 20 se podría hablar de un día de quietud del campo magnético, lo que indica que su pendiente cambió abruptamente con tendencia negativa al bajar los valores en nanoteslas. Por otro lado, en el índice Dst se puede observar que alcanza valores cercanos a los 0 [nT], presentando una pendiente positiva.

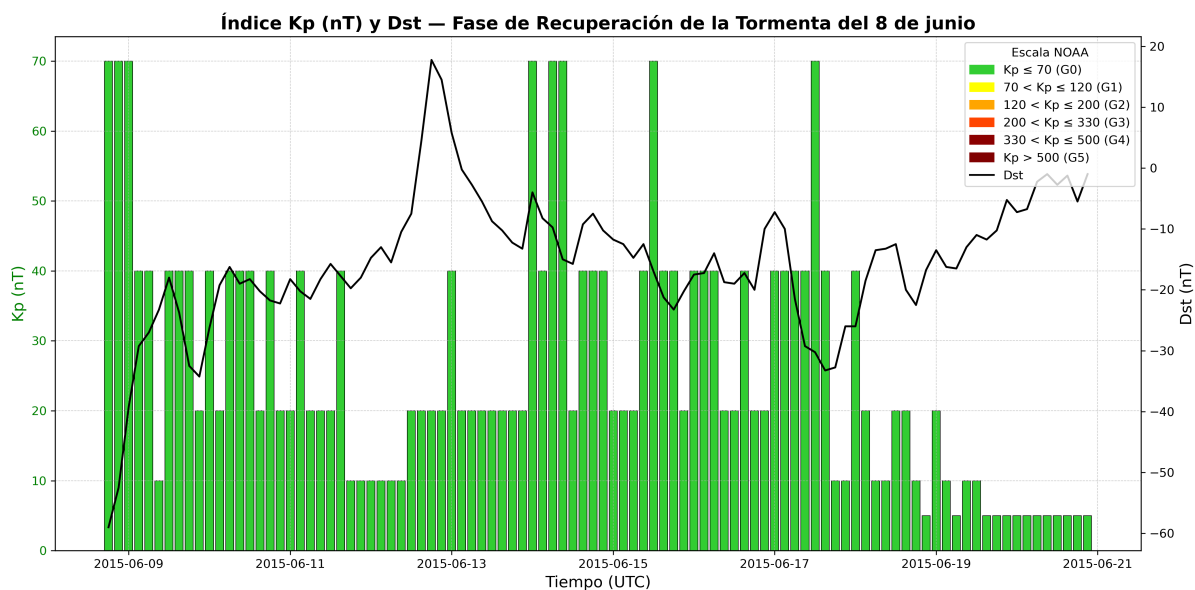


Figura 58: Índice Dst y Kp para Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.

Para el caso de la correlación, se revela un comportamiento de anticorrelación (Figura 59), esperado por los comportamientos opuestos entre los índices Dst y Kp en la fase de recuperación de una tormenta, pero a comparación de los análisis previos de la Sección 5.2.1.1, para las fases de recuperación de la Tormenta del 8 de junio los valores en nanoteslas son menores rondando máximos los 16 [nT].

Por otro lado, el máximo valor de anticorrelación se encuentra en $\tau = 0$ con valores de -15.843 [nT].

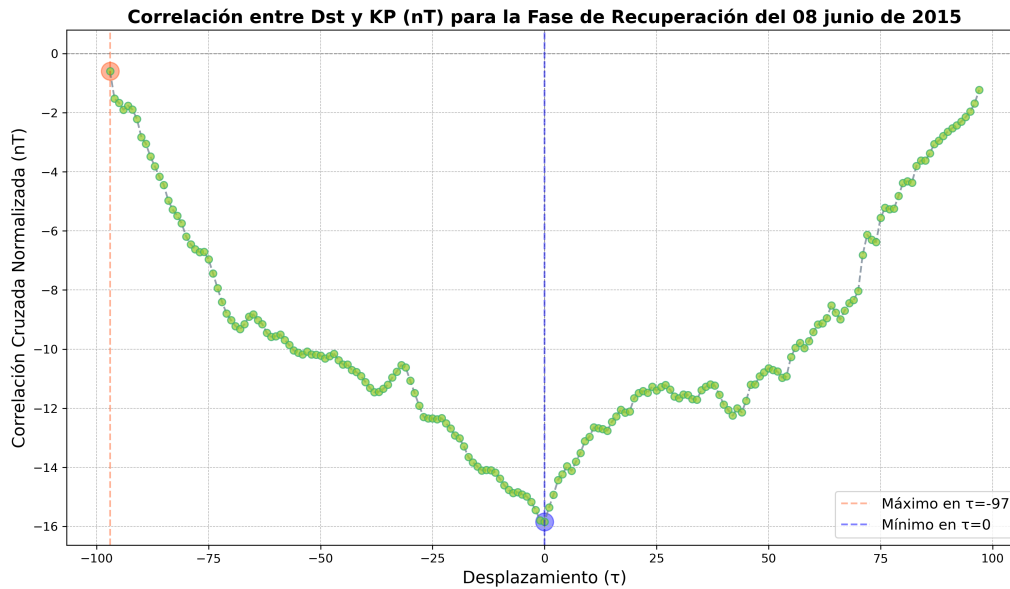


Figura 59: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.

Esto representa que no es necesario el desplazamiento de una señal respecto a la otra para que tengan su máxima relación. Lo anterior se da porque si se observa al inicio de ambas señales (Figura 59) tienen los valores más opuestos y grandes entre sí, por lo que al realizar la correlación, la suma de productos justo en ese instante es la más grande en comparación de los demás crestas o valles que se presentan después en ambos índices, es así que en la gráfica de la Figura 58 presenta un pico muy pronunciado porque justo la diferencia entre el Dst y el $Kteo$ en el $\tau = 0$ es grande.

Desde el punto de vista de retrasos y adelantos, a comparación del análisis realizado sobre la tormenta completa del 08 de junio (Sección 5.2.1.1), ambas señales no presentan un desfase temporal aparente, por lo que una no antecede a la otra, lo que indica que ambos responden de forma opuesta en la misma intensidad. Desde este punto de vista la contribución del índice Dst o de la energía de la corriente del anillo se encuentra presente en la fase de recuperación, pero se refleja en el índice Kp sin retrasos.

Además de la parte estadística se tiene que la correlación de Pearson es de -0.412 , estableciendo una anticorrelación pero de una relación baja entre ambos índices.

5.3.1.2 Correlación Dst - Kteo

Para este caso de la relación del Dst y $Kteo$, en la fase de recuperación (se distingue en la Figura 60) que existen valores de $Kteo$ que oscilan $42.1 \leq 72.2$ dentro de los valores clasificados como G0, además estos valores altos en G1, en su mayoría, anteceden a disminuciones abruptas del índice Dst . De manera que esas G1 pudieran asociarse a reintensificación de la corriente del anillo (como se menciona en la Sección 3.4.1.1). Por otro lado, tomando un enfoque general, la recuperación en $Kteo$ fue variable dentro de parámetros que acorde a los valores (Tabla 3) en nanoteslas se consideran de actividad menor a moderada.

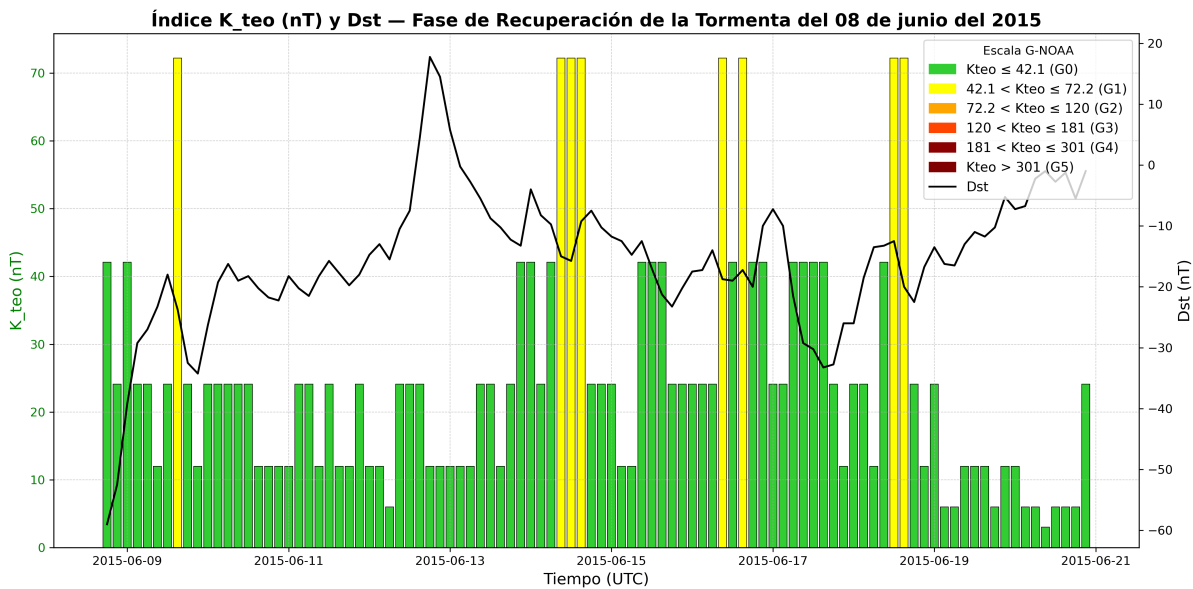


Figura 60: Índice Dst y $Kteo$ para Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.

En términos de la correlación, se reconoce que la relación entre el índice Dst y $Kteo$ es de anticorrelación, en $\tau = 0$ con un valor de $-15.043 [nT]$, que indica que su mayor relación entre índices fue justo al inicio de las señales, sin que exista algún desplazamiento. La correlación de Pearson en ese momento es de 0.245 lo que indica que en ese estado, estadísticamente las señales presentan una baja relación entre ellas.

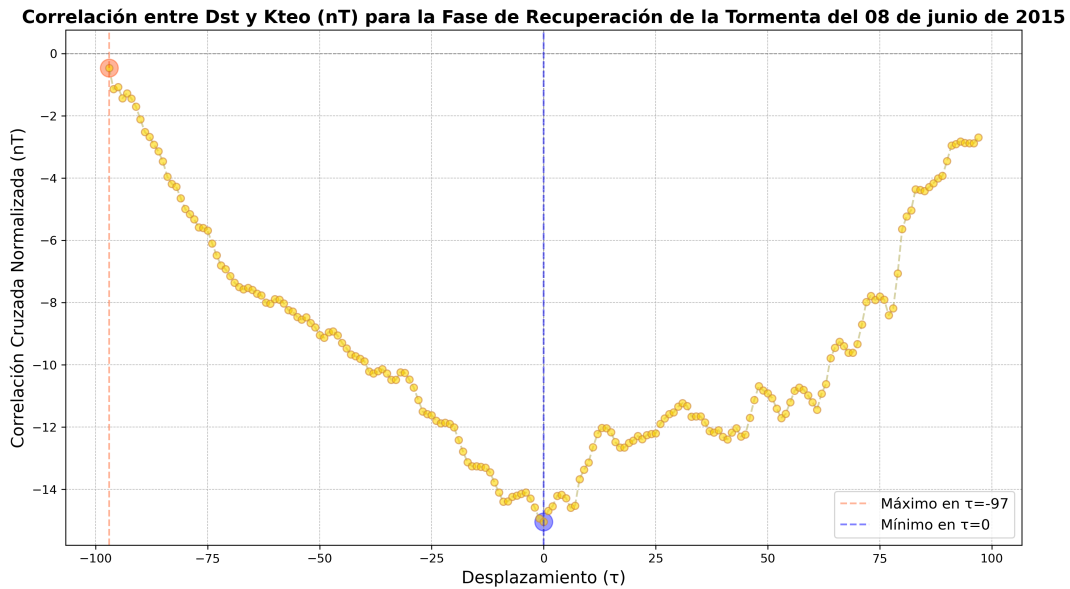


Figura 61: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kteo* para la Tormenta del 08 de junio de 2015. Elaboración propia.

5.3.1.3 Comparación de relaciones *Dst-Kp* y *Dst-Kteo* para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 08 de junio

Para el caso de la fase de recuperación, en las Figuras 58 y 60 se pueden apreciar diferencias entre ambas, ya que por un lado el índice *Kp* mostraría un comportamiento típico de la fase de recuperación con valores atribuibles a G0, mientras para el *Kteo* existen dentro de la fase de recuperación valores de G1.

De manera más particular la relación entre el índice *Dst*, el *Kp* y *Kteo*, dista entre ambos, pues se puede apreciar que para la relación *Dst-Kteo* (Figura 60) la respuesta después de un valor G1 en *Kteo* le sigue (en la mayoría de los casos) un valor de bajo de *Dst*, lo que indica que los valores G1 pueden estar asociados a incrementos en la corriente del anillo, mismas que contribuyen a una recuperación lenta del campo magnético.

Aunado a lo anterior, a partir del día 18 se puede apreciar una pendiente negativa para el *Kteo* (Figura 60), mientras que para el *Kp* (Figura 58), los valores altos que rondan los 70 [nT], no necesariamente anticipan o reaccionan previo a los valores bajos del *Dst*. A partir de lo expuesto, se puede deducir que es más fácil para *Kteo* asociar estos intervalos altos (G1) en la fase de recuperación.

Por otro lado, ambas relaciones, tanto la correlación del índice $Dst-Kp$ como $Dst-Kteo$, poseen valor máximo de anticorrelación de $\tau = 0$, pero difieren en la morfología de la señal resultante de la correlación. Por lo que los valores de G1 de $Kteo$ no se presentan en Kp , eso no incide de manera directa para obtener valores de correlación iguales.

Respecto a la correlación de Pearson, la relación inicial entre el índice Dst y Kp es más fuerte que en el $Kteo$.

5.3.2. Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio

5.3.2.1 Correlación $Dst - Kp$

Hablar de la fase de recuperación para la tormenta del 22 al 23 de junio es compleja, porque justo aparece otra tormenta (25 de junio) en la fase de recuperación, lo que ocasiona que la fase de recuperación se extienda por más tiempo como describe el autor Augusto et al. (2018), por lo que para la parte de la correlación de este periodo de tiempo, se tomo en cuenta la recuperación hasta el día 30 del mes.

En la Figura 62 se puede observar que los valores para el índice Dst iban aumentando conforme se estaba recuperando el campo de manera progresiva manteniendo valores que no sobrepasaban los valores de 70 [nT], pero justo vuelve a decrecer por la tormenta G2, para posteriormente decrecer y en los valores del mismo intervalo que rondan los G0. De forma particular, el valor del Dst tiene del 23 al 24 valores que se mantienen constantes, pero justo por el 25 de junio empiezan a incrementar para dar paso a la siguiente tormenta.

Respecto a la correlación (Figura 63), se tiene que en los índices Dst y Kp , su máxima relación es una relación de anticorrelación, esperada para una fase de recuperación. Sin embargo, su máximo valor es en $\tau = 0$, ambas señales parecieran no tener un desfase temporal aparente, no hay un desplazamiento que produzca una mejor alineación que la original, en $\tau = 0$ el valor de la correlación equivale a -38.627 [nT], mientras que su correlación de Pearson es igual a -0.643 , lo cual indica que en el momento $\tau = 0$ la relación entre los índices es fuerte y opuesta.

Por otro lado, en la parte de la correlación se tiene que en la Figura 62 del lado de los desplazamientos positivos se logra vislumbrar un mínimo local que podría ser atribuible al incremento que se presenta a causa de la tormenta G2 del 25 de junio.

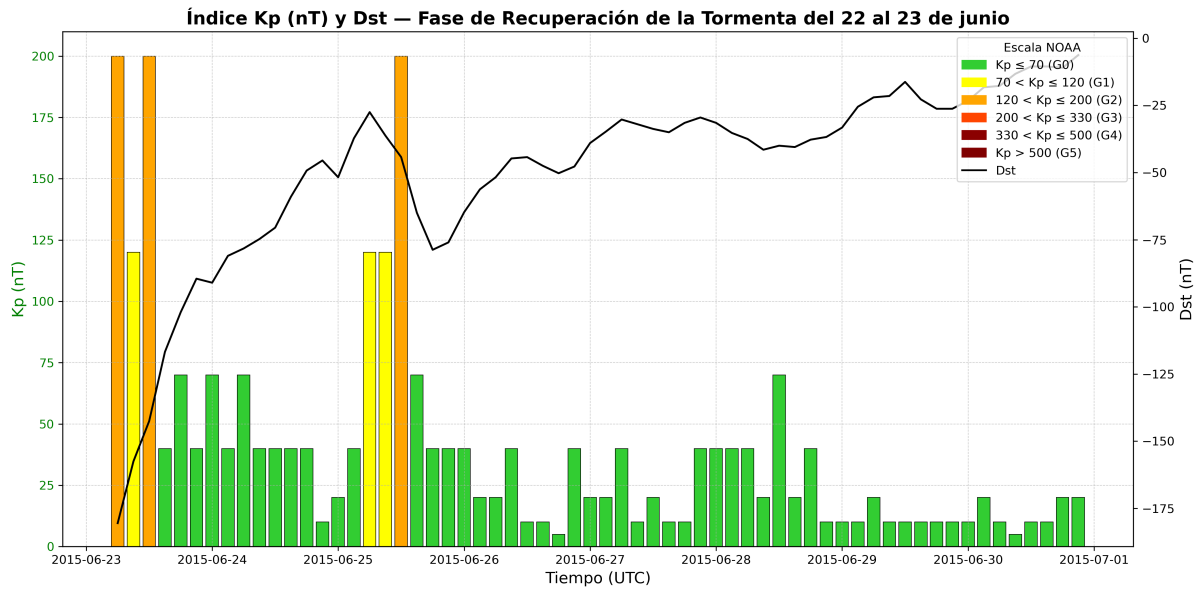


Figura 62: Índice Dst y Kp para Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.

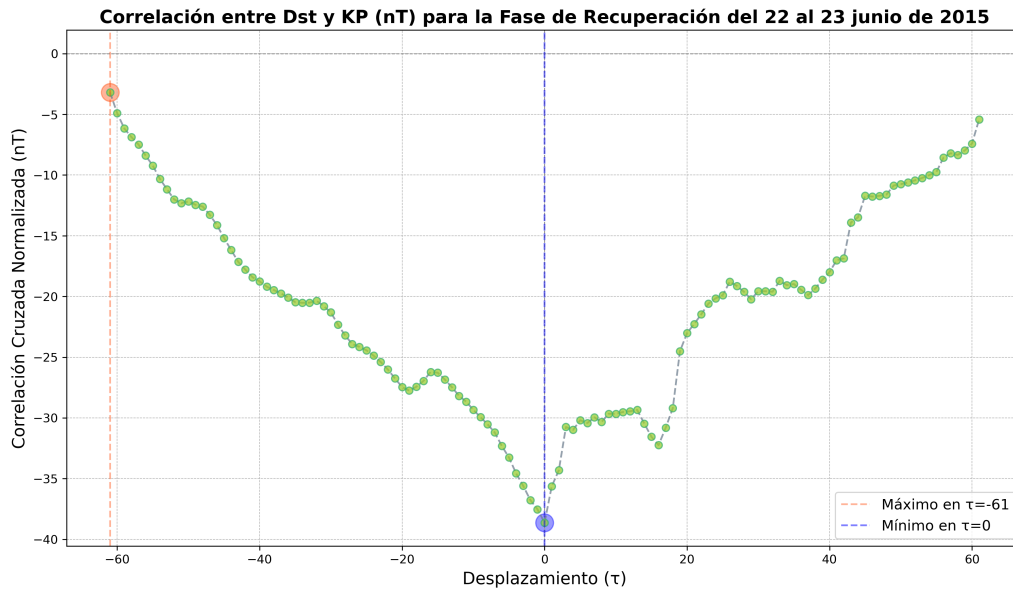


Figura 63: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.

5.3.2.2 Correlación Dst - Kteo

Para este caso, la relación entre el índice DST y el $Kteo$, se aprecia en la Figura 65 que el Dst se está recuperando cuando de pronto disminuyen sus valores que están asociados a una tormenta geomagnética. Por otro lado, el índice $Kteo$ aunque sí presenta un aumento para el 25 de junio, no cuenta con los valores de una tormenta G2 sino una G1, aunque se sabe que acorde a la literatura (Sección 3.4.1.2), este valor sí está asociado a la tormenta. Posteriormente, siguiendo con la misma Figura 65, la recuperación continua de la tormenta se presenta con valores que no sobrepasan los $42.1 [nT]$ pero que sí oscilan entre ellos, valores de $12 (Kteo = 2)$ a $42.1 [nT]$.

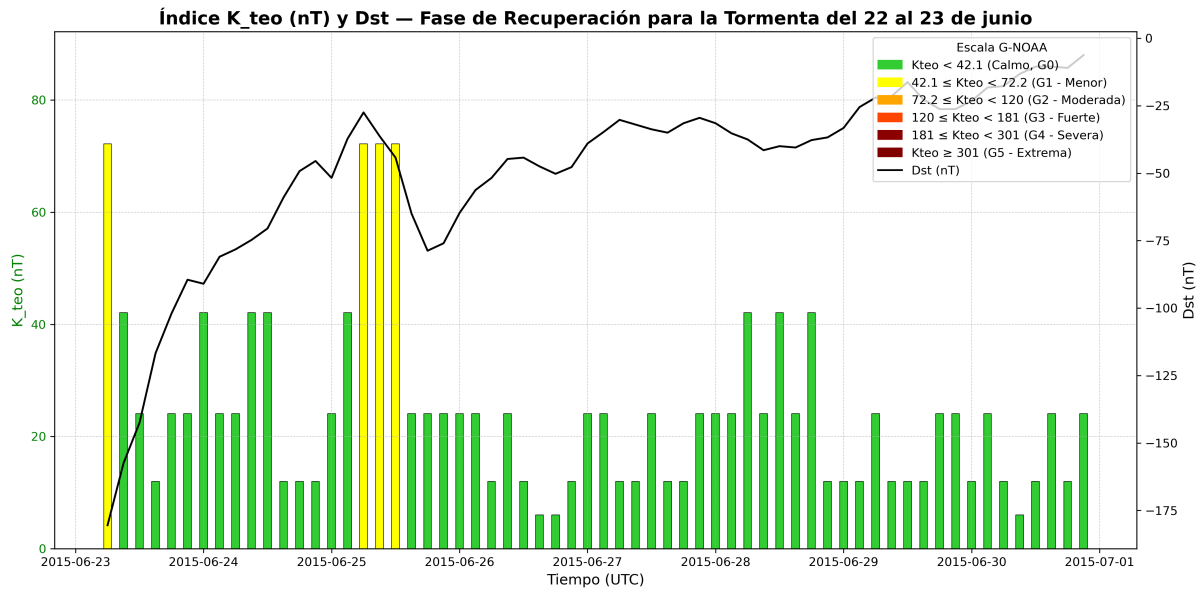


Figura 64: Índice Dst y $Kteo$ para Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015. Elaboración propia.

En el caso de la correlación se tiene una relación de anticorrelación entre el índice Dst y $Kteo$, que va acorde con la teoría, porque mientras el Dst sube el $Kteo$ baja, sin embargo su máxima anticorrelación ocurrió con valores de $-26.378 [nT]$ en $\tau = 0$, lo que indica que las señales de los índices no necesitan desplazarse para poder saber el máximo parecido, por lo que $Kteo$ y Dst no va uno retrasado respecto al otro, ambos reaccionan al mismo fenómeno (fase de recuperación) pero en sentido opuesto.

El valor de la correlación de Pearson para $\tau = 0$ es de -0.326 , lo que indica una baja relación entre el índice Dst y el $Kteo$.

Correlación entre Dst y $Kteo$ (nT) para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio de 2015

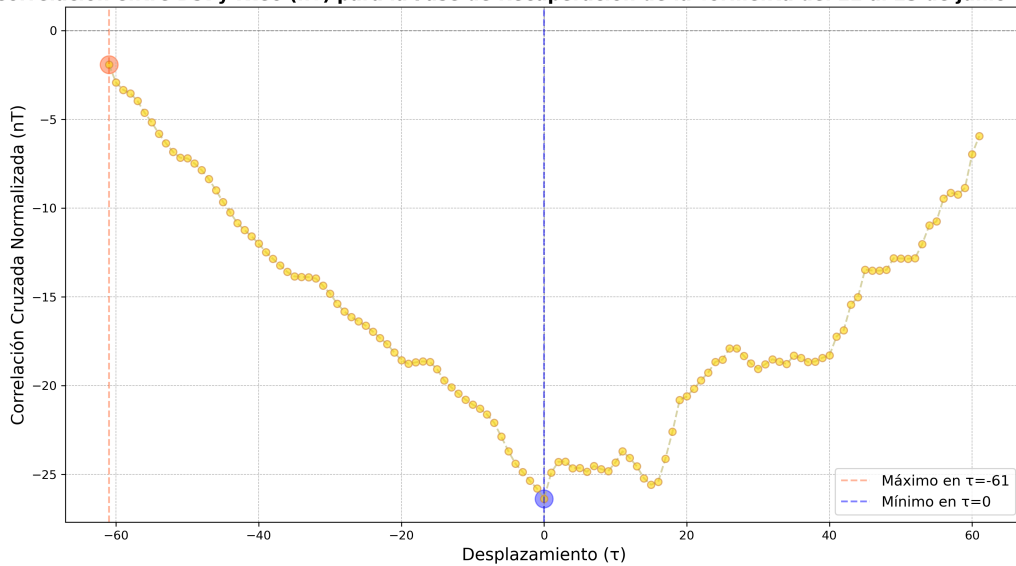


Figura 65: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y $Kteo$ para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio e 2015. Elaboración propia.

5.3.2.3 Comparación de relaciones $Dst-Kp$ y $Dst-Kteo$ para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 22 al 23 de junio

Para la fase inicial de recuperación, alrededor de las primeras horas del 23, se tiene que para el caso del Kp (Figura 62) se observan valores mayores (120 a 200 [nT]) en comparación al $Kteo$ (Figura 64) que presenta valores asociados a una actividad en su mayoría G1 y G0. Sin embargo es importante mencionar que ambos reaccionan a los cambios fuertes de Dst , morfológicamente hablando, de manera similar.

Por otro lado, los valores de correlación aunque se duplican de Kp a $Kteo$, el desplazamiento para la máxima anticorrelación es el mismo ($\tau = 0$), por lo que ambos índices se comportan de manera similar. Además el valor de correlación de Pearson en $Dst-Kp$ resulta mayor que en $Dst-Kteo$, mostrando una relación más fuerte al inicio.

5.3.3. Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio

5.3.3.1 Correlación Dst - Kp

Es importante recordar que la recuperación del 25 es parte de la recuperación de la tormenta del 22 y del 23, es la continuación a esa recuperación, por lo que en la Figura 66 se puede apreciar una tendencia más clara sobre el incremento del índice Dst que tiende a 0 [nT] representando una recuperación del campo, adicionalmente para Kp se identifica un cambio dependiente donde se observan valores menores a 60 [nT].

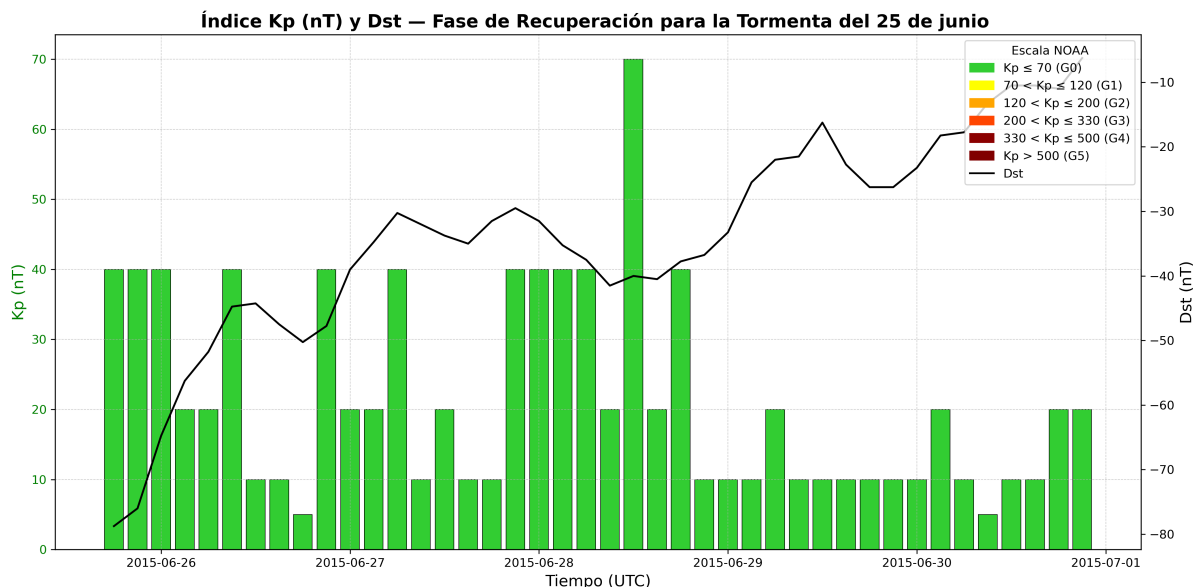


Figura 66: Índice Dst y Kp para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

La máxima relación entre los índices se dio en el $\tau = 0$ con valores de -20.644 [nT], representando así una anticorrelación. Con una correlación de Pearson de -0.436 , que indica una anticorrelación moderada para ese momento.

A grandes rasgos, la correlación entre ambos índices estadísticamente es moderada e inversa, pero en términos de la correlación cruzada responde a el fenómeno físico que está aconteciendo en ese momento que es la fase de recuperación, ya que la máxima relación se da en la fase rápida de la correlación.

5.3.3.2 Correlación Dst - Kteo

En la Figura 68 se observan que los valores del $Kteo$ no sobrepasan los 42.1 [nT] y los valores del Dst tienden a aumentar a 0 [nT], por lo que se puede detectar que la estructura es referente a una fase de recuperación.

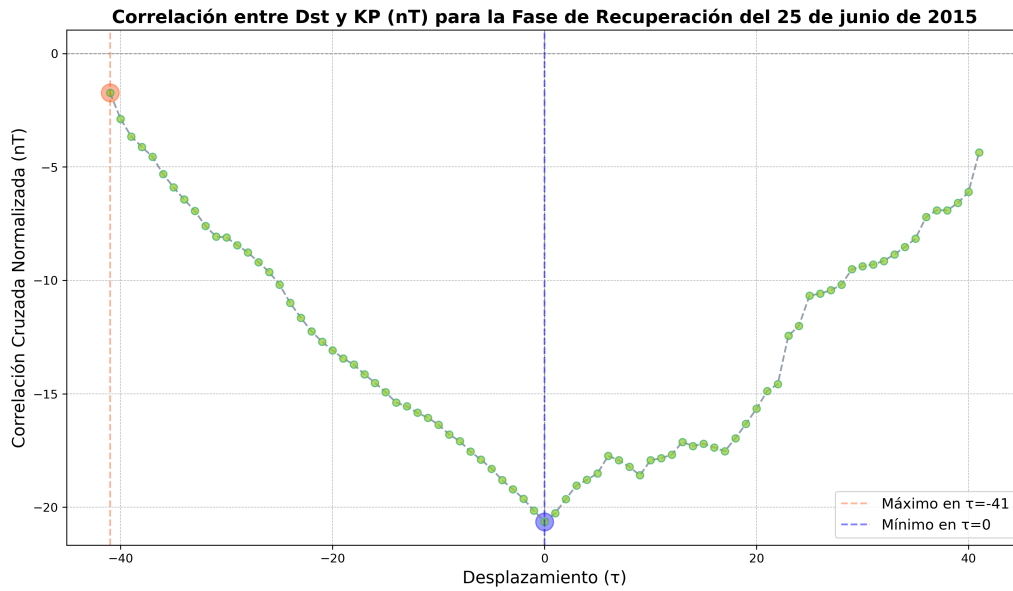


Figura 67: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice *Dst* y *Kp* para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

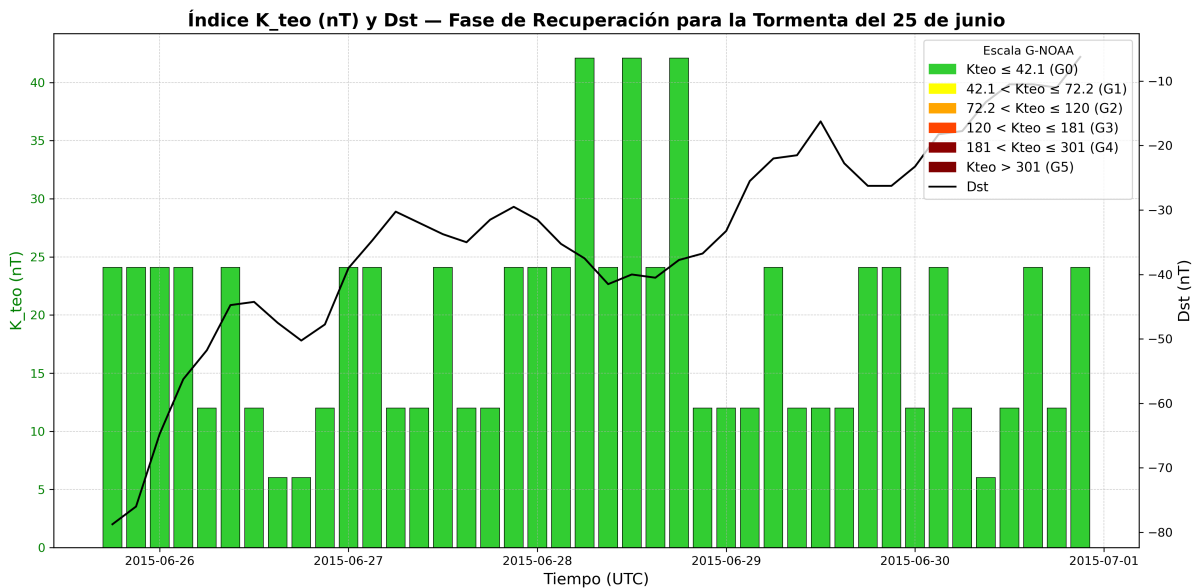


Figura 68: Índice *Dst* y *Kteo* para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

Para el caso de la correlación cruzada (Figura 68) se evidencia una relación inversa (una anticorrelación), que permite entender que mientras uno sube (*Dst*) otro baja (*Kteo*), y que los valores que manejan rondan los -18.582 [nT] en $\tau = 0$, por lo que no es necesario desplazar la señal para que se pueda conocer el valor máximo de la relación entre ambos índices. Respecto a su correlación de Pearson para ese momento es de -0.187 , que indica una correlación muy débil.

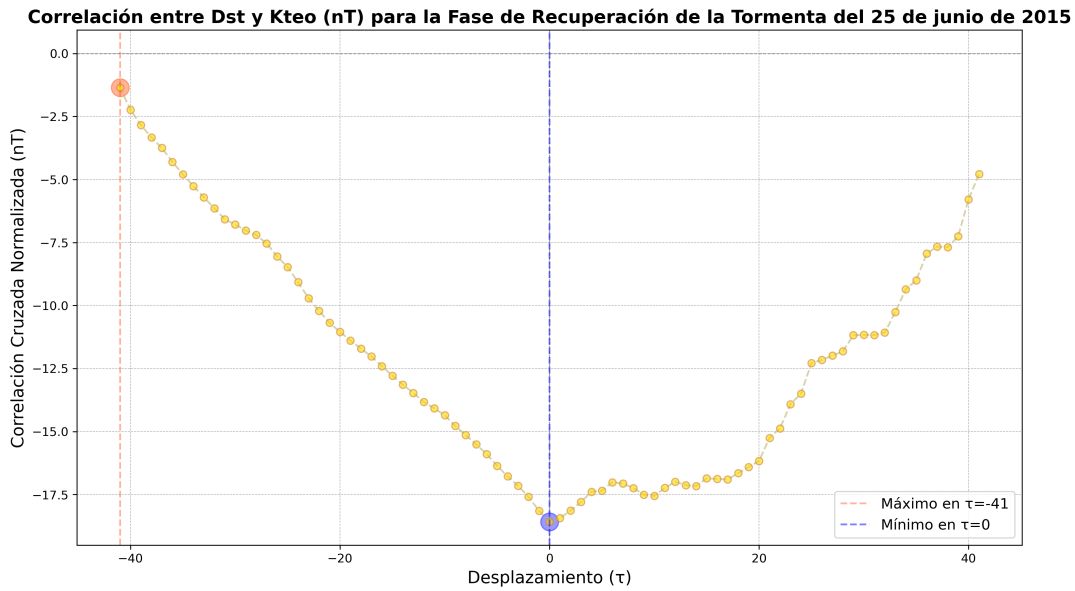


Figura 69: Correlación Cruzada Normalizada entre el índice Dst y Kp para Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015. Elaboración propia.

5.3.3.3 Comparación de relaciones $Dst-Kp$ y $Dst-K_{teo}$ para la Fase de Recuperación de la Tormenta del 25 de junio de 2015

La fase de recuperación para la tormenta del 25 muestra una relación similar entre ambas relaciones ($Dst-Kp$ y $Dst-K_{teo}$), ya que tanto en la Figura 66 y 68 muestran una tendencia a días de baja actividad geomagnética.

Respecto a sus correlaciones, los valores de desplazamiento fueron iguales ($\tau = 0$), pero sus valores de correlación contienen valores diferentes ya que para $Dst-Kp$ los valores oscilan en el valor más grande los -20.00 mientras que para $Dst-K_{teo}$ los valores son cercanos a los $-18 [nT]$. Además sus correlaciones de Pearson distan un poco al ser la de $Dst-Kp$ mayor.

6. Conclusión y recomendaciones

6.1. Conclusión

Los índices Dst , $Kteo$ y Kp sirven para identificar perturbaciones en el campo magnético, y reaccionan a perturbaciones intensas como lo son las tormentas magnéticas. Para este trabajo se presentaron dos índices que miden la actividad global (Dst y Kp) y uno local ($Kteo$), en busca de entender cuánto se relaciona el fenómeno global de la corriente del anillo (mediante el Dst) con el comportamiento local representado el índice $Kteo$. Y si esta relación es diferente a la que pudiera tener el índice Kp y el Dst . Este análisis se realizó para las tormentas geomagnéticas a través de la técnica de Correlación Cruzada tanto para la tormenta completa como para su fase de recuperación.

En la investigación se tomó en cuenta el mes completo de junio del 2015 para entender cómo se daría la relación para periodos largos. Las correlaciones de $Dst-Kteo$ y $Dst-Kp$ respondieron con una anticorrelación asociada a la tormenta del solsticio de verano, que es la de mayor intensidad en el mes al reportarse como una G4. De modo que estos datos ponen manifiesto que para periodos de tiempo largos, se presentará como la correlación más fuerte, la correlación de la tormenta geomagnética de mayor grado.

En relación al periodo analizado para la tormenta del 8 de junio, cabe resaltar que el comportamiento de las correlaciones de $Dst-Kp$ y $Kteo$, presentaron un retraso de 3 horas de los K respecto a Dst , en donde la tormenta se registró primero tanto en índice Kp como en $Kteo$ antes que observarse en el Dst .

Siguiendo con la tormenta anterior, en la fase de recuperación el índice $Kteo$ responde de manera anticipada a los cambios abruptos e irregulares del Dst durante la fase de recuperación tardía mostrando valores de G1, mientras que el Kp se observa una típica recuperación con valores que no sobrepasan los G0. Además, es importante mencionar que la recuperación de la tormenta es peculiar por la cantidad extensa de días que dura su recuperación, por lo que la correlación para ambas fases de recuperación no marcó ningún retraso evidente entre índices, mostrando que posiblemente ambos índices ($Dst-Kp$ o $Dst-Kteo$) se relacionan de formas opuestas, sin que exista una mejor forma en la que se relacionen mediante el desplazamiento entre ellas.

Para la tormenta del 22 al 23 de junio o tormenta de solsticio de verano, se observaron los valores más altos de todo el mes en los índices debido a la llegada de una tormenta G4, en la que las correlaciones para $Dst-Kp$ y $Dst-Kteo$ demostraron un retraso en la señal de $\tau = -4$ (12 horas), en el que se muestra que en el índice Kp y $Kteo$ la tormenta se observó primero que el índice Dst por 4 (12 horas) unidades,

de manera que para que pudieran tener el mismo comportamiento en el mismo instante, el *Dst* se tendría que adelantar esas 4 unidades (12 horas) para que presentaran la fase principal al mismo tiempo.

Respecto a la fase de recuperación de la tormenta del solsticio se encuentra con complicaciones debido a que justo en la fase de recuperación otra tormenta (G2) se hizo presente, pero aun así, los resultados de la correlación están asociados a que la mayor relación se presentó al inicio de las señales, por lo que su recomendación en el máximo desplazamiento es de cero justo cuando empieza la fase de recuperación.

Para la tormenta del 25 de junio en el caso de *Kteo*, no se identificó una tormenta G2 pero sí se observó un incremento en el comportamiento, mientras que en el índice *Kp* si se observó como tal una tormenta G2. Pese a ello, el desplazamiento resultado de la correlación es de -3 (9 horas) lo que indica que los índices *Kp* y *Kteo* sugiriendo que la actividad geomagnética captada por *Kp* antecede temporalmente a la perturbación integrada registrada por *Dst*.

Para el caso de su fase de recuperación, es una fase de recuperación estable que no sobrepasa valores de G0 para los índices *Kp* y *Kteo*, ambos tienen una tendencia clara a la recuperación, por lo que se deduce que justo para este periodo el campo magnético se está recuperando recobrando los valores normales del campo. Sus valores de anticorrelación máxima es en $\tau = 0$, representando que no hay una mejor alineación que la ya existente.

De manera general las tormentas presentaron correlaciones que reflejaban la relación opuesta que existe entre los índices *Dst-Kp* o *Dst-Kteo*, marcando el retraso específico de un índice respecto a otro, lo cual destaca que ambos índices conjuntamente responden a un periodo de perturbación como lo son las tormentas magnéticas.

Tanto las correlaciones entre el *Dst-Kp* como las de *Dst-Kteo* dieron el mismo resultado en cuanto a retrasos, lo que indica que la diferencia en nanoteslas no fue lo suficientemente alta como para que la relación de estos índices respecto al *Dst* distara mucho entre sí (respecto a qué índice reaccionó primero a la tormenta). Esto refuerza la teoría (Bartels, 1949) bajo la cual tanto el índice *Kp* como el *Kteo* fue creada, en la que la variabilidad de los índices *K* de localizaciones cercanas tienen que ser similares entre ellos sin rebasar valores de 1 en la escala que va de 0 a 9, ya que el índice *Kteo* no presentó una variabilidad lo suficientemente distante respecto al *Kp* como para que las correlaciones pudieran ser diferentes.

Se deduce que para la mayoría de los observatorios en sus índices locales de *K* pudieran haber presentado un periodo similar de retraso de la señal del índice *K* respecto al índice global *Dst*. Lo anterior demuestra que tanto a nivel mundial como a nivel local la corriente del anillo afecta de la misma forma el campo magnético global como local, y esos cambios se ven reflejados de formas similares en el

comportamiento de correlación cruzada.

En ese mismo sentido, las fases de recuperación en su conjunto, denotaron que no se perciben retardos por parte de los índices Kp y $Kteo$ en la fase de recuperación respecto al índice Dst , pero sí una relación de anticorrelación muy marcada, característica de las fases de recuperación, en donde el $Kteo$ tiende a bajar y el Dst a subir, comportamiento atribuible a la fase de recuperación de una tormenta. Las correlaciones de Pearson eran débiles en su mayoría, lo que sugiere que cuando empieza la fase de recuperación los índices estadísticamente y linealmente no se comportan exactamente igual, pero sí operan en sentido opuesto. Además, las correlaciones de Pearson para $Dst-Kp$ eran mayores (casi al doble) en todos los casos en comparación a $Dst-Kteo$. Derivado de lo anterior, se deduce que pese a presentar estos valores, en la correlación cruzada fue posible averiguar dónde se parecen más y si uno precede a otro.

También se añade que la corriente del anillo si influye a nivel regional y global en todas las fases de la tormenta y que estos cambios se ven reflejados en cambios en los índices Kp y $Kteo$. Para el caso de las fases de recuperación se tiene que el Dst sigue teniendo influencia en los índices $Kteo$ o Kp , por lo que aun en la fase de recuperación los índices K siguen respondiendo a los cambios abruptos en la corriente del anillo (representada por el índice Dst). Además, lo anterior constata que el Dst aun para una región de latitudes medias como lo es el Teoloyucan su índice local $Kteo$ es capaz de detectar cambios en el campo magnético mexicano producto de fenómenos globales.

Cabe destacar que la correlación cruzada es una técnica útil para el procesado de las señales de los índices geomagnéticos debido a que mediante el uso de las amplitudes y su movimiento de una señal respecto a la otra, permite saber qué tipo de relación existe entre ellos, si un índice podría anteceder al otro, pese a que se tenga una señal con comportamiento aleatorio en el tiempo. Además, la correlación permite relacionar la magnitud de la amplitud máxima de las señales, por lo que es muy útil si se requiere saber el comportamiento de la fase principal o la fase rápida de la recuperación de una tormenta, que se reflejan en cambios drásticos en la señal.

Finalmente en relación al Observatorio de Teoloyucan, este análisis de índices geomagnéticos permite la relación del índice $Kteo$ respecto a fenómenos físicos globales como lo es la corriente del anillo. Contribuyendo así, a una mayor caracterización del campo geomagnético para México, porque los índices geomagnéticos son susceptibles de compararse de manera regional, asociados con las propiedades eléctricas y magnéticas corticales, permitiendo conocer el comportamiento en las diferentes regiones geológicas del País.

6.2. Recomendaciones

A partir de los resultados se insta a seguir estudiando las relaciones entre índices geomagnéticos para poder avanzar en el entendimiento del campo regional en México. Esto permitiría entender las relaciones de fenómenos físicos globales como son los fenómenos asociados a corriente globales y fenómenos físicos locales.

Además, conforme a la evidencia obtenida es aconsejable seguir utilizando la herramienta de Correlación Cruzada para señales, porque es una buena aproximación para poder entender la relación entre índices.

Un aspecto que convendría estudiar más son las tormentas geomagnéticas a partir de los índices locales que se tienen en México, para poder desarrollar metodologías con técnicas plausibles que permitan una mejor caracterización de las mismas para el territorio mexicano y su difusión.

Referencias

- Afolabi, O. O., Candido, C. M. N., Becker-Guedes, F., & Amory-Mazaudier, C. (2024). Study and Modeling of the Impact of June 2015 Geomagnetic Storms on the Brazilian Ionosphere. *Atmosphere*, 15(5), 597.
- Alatorre, M. G., & Escobar, M. A. (2007). Capacidades de Medición y Calibración del Laboratorio de Densidad de Flujo Magnético del CENAM.
- Augusto, C., Navia, C., De Oliveira, M., Nepomuceno, A., Raulin, J., Tueros, E., De Mendonça, R., Fauth, A., Vieira de Souza, H., Kopenkin, V., et al. (2018). The 2015 summer solstice storm: One of the major geomagnetic storms of solar cycle 24 observed at ground level. *Solar Physics*, 293(5), 84.
- Bagheri, M., & Dabove, P. (2025). Navigating the Storm: Assessing the Impact of Geomagnetic Disturbances on Low-Cost GNSS Permanent Stations. *Remote Sensing*, 17, 2933. <https://doi.org/10.3390/rs17172933>
- Barreto, L. M. (1997). *El geomagnetismo* (Vol. 11). Plaza y Valdés.
- Bartels, J. (1949). The standardized index, Ks, and the planetary index, Kp. *IATME bull*, 97(12b), 0001.
- Bartels, J., Heck, N. H., & Johnston, H. F. (1939). The three hour range index measuring geomagnetic activity. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 44(4), 411-454.
- Basavaiah, N. (2012). *Geomagnetism: solid earth and upper atmosphere perspectives*. Springer Science & Business Media.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Caccavari Garza, A. L. (2014). *Estudio de las variaciones del campo magnético terrestre registradas en dos secuencias de coladas volcánicas de edad miocena y pleistocena* [Tesis doctoral, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO].
- Campbell, W. H. (2003). *Introduction to geomagnetic fields*. Cambridge University Press.
- Cañon-Amaro, C. (s.f.). Mas de un siglo del observatorio Magnético [Publicación de la Unión Geofísica Mexicana].
- Castellanos-Velazco, C., Corona-Romero, P., González-Esparza, J., Sergeeva, M., Caccavari-Garza, A., & Gatica-Acevedo, V. (2024). Low latitude geomagnetic response associated with intense geomagnetic storms: Regional space weather in Mexico. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 259, 106237.
- Chapman, S., & Bartels, J. (1940). *Geomagnetism* (Vol. 1 y 2). Oxford University Press.

- Cifuentes Nava, G. (2009). *Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl* [Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Cordero Tercero, M. G., Lara Sánchez, A., Maravilla Meza, M. D., Valdés Galicia, J. F., et al. (2013). *Introducción a la física espacial*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- de Geofísica UNAM, I. (2005). "Geofisicosas". <https://www.geofisica.unam.mx/assets/geofisicosas23.pdf>
- de Geofísica UNAM, I. (2026a). *Repositorio Institucional de Clima Espacial*". <https://www.rice.unam.mx>
- de Geofísica UNAM, I. (2026b). "Servicio Magnético, Observatorio Geomagnético de Teoloyucan". <http://geomaglinux.geofisica.unam.mx>
- Echer, E., Gonzalez, W., & Tsurutani, B. (2011). Statistical studies of geomagnetic storms with peak Dst- 50 nT from 1957 to 2008. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73(11-12), 1454-1459.
- Emmert, J., Richmond, A., & Drob, D. (2010). A computationally compact representation of Magnetic-Apex and Quasi-Dipole coordinates with smooth base vectors. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A8).
- Fagaly, R. L., & Macintyre, S. A. (2017). Magnetic field measurement. En *Measurement, Instrumentation, and Sensors Handbook* (pp. 1414-1428). CRC Press.
- Finnish Meteorological Institute. (2023). *FMI K-index Calculation Method*. Finnish Meteorological Institute. Helsinki, Finland. Consultado el 21 de septiembre de 2023, desde https://space.fmi.fi/MAGN/K-index/FMI_method/FMI_K_index.pdf
- for Geomagnetism, D. A. C., & Magnetism, S. (2025). "WDC for Geomagnetism, Kyoto". <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>
- for Geosciences, G. H. C. (2025). "Download via HTTPS". <https://kp.gfz.de/en/data#c134>
- for Geosciences (GFZ), H. C. (2026). "IAGA". <https://iaga-aiga.org>
- Frøystein, I., & Johnsen, M. G. (2024). A critical review and presentation of the complete, historic series of K-indices as determined at Norwegian Magnetic Observatories since 1939. *EGUsphere*, 2024, 1-44.
- Gil, M. I., & Juárez, S. (2022). "Desde lejos sí se ve" [Publicación del Servicio Meteorológico Nacional de Argentina]. <https://www.smn.gob.ar/revista-meteoros/desde-lejos-s%C3%AD-se-ve>
- Hernández-Quintero, E., Goguitchaichvili, A., García-Ruiz, R., Cervantes-Solano, M., & Cifuentes-Nava, G. (2018). Más de 100 años ininterrumpidos de registro geomagnético en México: implicaciones en la datación absoluta de algunos edificios históricos. *Arqueología Iberoamericana*, 39, 36-43.

- Hernández-Quintero, J. E. (2022). *Secular, Estudio Descriptivo de la Variación* [Tesis doctoral, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO].
- Hernández-Quintero, J. E., Gogichaishvili, A., & Cifuentes-Nava, G. (2018). El Observatorio Magnético de Teoloyucan, México: más de 100 años de Historia de Datos. *Latinmag Letters*, 8(1), 22.
- Huttunen, K. E. J., Koskinen, H. E. J., & Schwenn, R. (2002). Variability of magnetospheric storms driven by different solar wind perturbations. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1121. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:129115762>
- Instituto Geográfico Nacional, G. d. A. (2020). "Geomagnetismo". <https://www.smn.gob.ar/revista-meteoros/desde-lejos-s%C3%AD-se-ve>
- INTERMAGNET. (2026a). "INTERMAGNET". <https://intermagnet.org>
- INTERMAGNET. (2026b). "Map". <https://intermagnet.org/metadata/map>
- Jankowski, J., & Sucksdorff, C. (1996). *Guide for magnetic measurements and observatory practice*. International Association of Geomagnetism; Aeronomy Warsaw.
- Jordanova, V. K., Ilie, R., & Chen, M. W. (2020). *Ring current investigations: The quest for space weather prediction*. Elsevier.
- Jordanova, V. K., Miyoshi, Y., Zaharia, S., Thomsen, M., Reeves, G. D., Evans, D., Mouikis, C., & Fennell, J. (2006). Kinetic simulations of ring current evolution during the Geospace Environment Modeling challenge events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 111(A11).
- Kaplan, K. (2024). The characteristic properties of solar activity in solar cycle 24. *Kinematics and Physics of Celestial Bodies*, 40(2), 105-115.
- Kono, M. (2010). *Treatise on Geophysics, Volume 5: Geomagnetism*. Elsevier.
- Lazzús, J. A., Salfate, I., & Vega-Jorquera, P. (2022). Intense Geomagnetic Storms in The Maximum Phase of Solar Cycle 24 Observed From a Low-Latitude Ground Station. *Geofísica internacional*, 61(4), 267-286.
- Loewe, C., & Prölss, G. (1997). Classification and mean behavior of magnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 102(A7), 14209-14213.
- Mahesha, V. (2021). ORIGINAL RESEARCH PAPER Commerce PERFORMANCE EVALUATION OF SBI-A COMPARATIVE STUDY OF PRE AND POST-MERGER. *PARIPEX-INDIAN JOURNAL OF RESEARCH*].
- Mandea, M., & Korte, M. (2010). *Geomagnetic observations and models* (Vol. 5). Springer Science & Business Media.

- Martínez-Bretón, J. L., Mendoza Ortega, B., & Hernández-Quintero, E. (2016). Relationship between the minima of the horizontal magnetic component measured in Mexico and the Dst and SYM-H indices for geomagnetic storms with Dst-100nT during the descending phase of solar cycle 23. *Geofísica internacional*, 55(2), 155-164.
- Matzka, J., Stolle, C., Yamazaki, Y., Bronkalla, O., & Morschhauser, A. (2021). The geomagnetic Kp index and derived indices of geomagnetic activity. *Space weather*, 19(5), e2020SW002641.
- Mayaud, P.-N. (1980). *Derivation, meaning, and use of geomagnetic indices* (Vol. 22). Wiley Online Library.
- McPherron, R. (1995). Magnetospheric dynamics. *Introduction to space physics*, 400-458.
- Myint, L. M., Hozumi, K., Saito, S., & Supnithi, P. (2022). Analysis of local geomagnetic index under the influence of equatorial electrojet (EEJ) at the equatorial Phuket geomagnetic station in Thailand. *Advances in Space Research*, 70(5), 1429-1440.
- Nava Flores, M. (2014). *Análisis armónico en la detección de fenómenos geomagnéticos* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- NOAA. (2026). "Planetary K-index". <https://www.swpc.noaa.gov/products/planetary-k-index>
- Oppenheim, A. V., & Verghese, G. C. (2017). *Signals, systems & inference*. Pearson London, UK:
- Otaola, J., Mendoza, B., & Pérez, R. (2013). *El Sol y la Tierra: Una relación tormentosa* (Vol. 114). Fondo de Cultura Económica.
- Parker, E. (1958). Interaction of the solar wind with the geomagnetic field. *The Physics of Fluids*, 1(3), 171-187.
- Perrone, L., & De Franceschi, G. (1998). Solar, ionospheric and geomagnetic indices. *Annals of Geophysics*, 41. <https://doi.org/10.4401/ag-3824>
- Primdahl, F. (2001). The Fluxgate Magnetometer. *Journal of Physics E: Scientific Instruments*, 12, 241. <https://doi.org/10.1088/0022-3735/12/4/001>
- Rangarajan, G. K. (1970). Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field and the International Geomagnetic Reference Field (IGRF). *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*. Indian Institute of Geomagnetism.
- Sandoval, R. O. (1950). *Elementos magnéticos en la República Mexicana*.
- Servicio Magnético, U. N. A. d. M. (, Instituto de Geofísica. (2025a). "Historia de los observatorios magnéticos en México". <http://geomaglinux.geofisica.unam.mx/historiaOMT.html>

- Servicio Magnético, U. N. A. d. M. (, Instituto de Geofísica. (2025b). "Localización del Observatorio". <http://geomaglinux.geofisica.unam.mx/localizacionTEO.html>
- SILSO. (2026). *Yearly mean and monthly smoothed sunspot number*. <https://www.sidc.be/SILSO/yearlyssnplot>
- Stern, D. D. P. (2023). "La Tierra, el Gran Imán", "Sobre el Magneto" de William Gilbert de Colchester. <https://pwg.gsfc.nasa.gov/earthmag/Mdmagint.htm>
- St-Louis, B., Council, I. E., & Committee, I. O. (2024). *INTERMAGNET Technical Reference Manual, Version 5.1.1*. INTERMAGNET. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/INTERMAGNET.TRM.5.1.1>
- Sugiura, M. (1964). *Hourly values of equatorial Dst for the IGY* (Vol. 35). Pergamon.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Tsurutani, B. T. (2000). Solar interplanetary plasma phenomena causing geomagnetic activity at Earth. *Proceedings of the International School of Physics "Enrico Fermi"*, 142, 273-286.
- Uga, C. I., Gautam, S. P., & Seba, E. B. (2024). Cross-correlation analysis of cosmic ray intensity with interplanetary and geomagnetic parameters during disturbed and quiet periods. *Cosmic Research*, 62(1), 34-41.
- Velásquez, F., & Ferrari, H. (2011). "Propiedades magnéticas de los materiales". <https://www.educ.ar/recursos/15282/propiedades-magneticas-de-los-materiales>
- Vichare, G., Thomas, N., Shiokawa, K., Bhaskar, A., & Sinha, A. K. (2019). Spatial gradients in geomagnetic storm time currents observed by Swarm multispacecraft mission. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124(2), 982-995.
- Wikipedia contributors. (2023). Magnetometer — Wikipedia, The Free Encyclopedia [[Online; accessed 29-July-2023]]. <https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Magnetometer&oldid=1149526729>