



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

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas

Tesis de grado en Geofísica

Análisis de una tormenta geomagnética intensa ocurrida en
2012

Martin Federico Vazquez

Directora: Dra. Patricia A. Sallago

Índice general

Introducción	IV
1. Nociones básicas.	1
1.1. Campo geomagnético y su entorno	1
1.2. Elementos del campo geomagnético	4
1.3. Ionósfera	6
2. Herramientas para el estudio de la actividad geomagnética.	8
2.1. Índices magnéticos.	8
2.1.1. Índice k	8
2.1.2. Índice Dst (Disturbance Storm Time)	9
2.1.3. Índice Bi (Belt Index)	9
2.2. Días quietos y perturbados	10
2.3. Nivel de referencia nocturno (NRN)	10
3. Generalidades de las tormentas geomagnéticas.	11
3.1. Descripción	11
3.2. Clasificación	12
3.3. Fases	12
4. Análisis de los datos.	14
4.1. Adquisición de los datos	14
4.2. Tratamiento de los datos medidos en superficie	14
4.3. Tratamiento de los datos satelitales	26
4.3.1. Misión ACE	26
4.3.2. Misión POES	26
4.3.3. Probabilidad de ocurrencia de reconexión	31
4.4. Interpretación del comportamiento de las partículas atrapadas utilizando el Bi	31
4.5. Modelos de corriente	32
4.5.1. Modelo para la corriente anillo	32
4.5.2. Modelo para comprender la tormenta en la región del plasma	33
5. Conclusiones.	37
A. Ecuaciones Auxiliares	38
A.1. Ecuación de movimiento en coordenadas cilíndricas	38
A.2. Ecuación de inducción en coordenadas cilíndricas	38

Índice de figuras

1.1. Ubicación espacial de la magnetósfera	2
1.2. Partes de la magnetósfera	3
1.3. Elementos del campo magnético B	5
1.4. Capas de la ionósfera	7
2.1. Estaciones utilizadas para el cálculo del índice Dst	9
3.1. Fases de una típica tormenta geomagnética	13
4.1. Ubicación geográfica de las estaciones de Trelew y Las Acacias.	15
4.2. Formato original de los datos.	15
4.3. Campo en Las Acacias durante el mes de Septiembre	16
4.4. Campo en Las Acacias durante los días de la tormenta	16
4.5. Campo en Trelew durante los días de la tormenta	17
4.6. Variación diurna para los días quietos 22 y 28 de Septiembre en Las Acacias.	18
4.7. Variación diurna para los días quietos 22 y 28 de Septiembre en Trelew.	18
4.8. Variación diurna en Las Acacias durante los días de la tormenta	19
4.9. Variación diurna en Trelew durante los días de la tormenta	20
4.10. Tormenta en Las Acacias	21
4.11. Tormenta en Trelew	22
4.12. Primer impulso en Las Acacias	22
4.13. Segundo impulso en Las Acacias	23
4.14. Primer impulso en Trelew	23
4.15. Segundo impulso en Trelew	24
4.16. Componentes del campo medidas por el satélite ACE	27
4.17. Velocidad del viento solar medida por el satélite ACE	27
4.18. Densidad de iones medida por el satélite ACE	28
4.19. Sensores POES	30
4.20. Tasa de flujo magnético de reconexión	31
4.21. Esquema del ingreso de partículas en los anillos de Van Allen	32
4.22. Ej. de evolución temporal del modelo de densidad de corriente para un sensor	34

Índice de tablas

3.1. Clasificación de las tormentas geomagnéticas	12
4.1. Valores de las fases de la tormenta estudiada	25

Introducción

Esta tesis describe el estudio de una tormenta geomagnética intensa ocurrida entre el 27 de Septiembre y el 3 de Octubre de 2012. Las tormentas geomagnéticas son variaciones irregulares en el campo magnético debidas a perturbaciones producidas por situaciones de inestabilidad en las regiones activas del Sol. Sus efectos se reflejan en los registros de datos de las estaciones geomagnéticas (en nuestro caso en los observatorios de Trelew y Las Acacias) y su influencia es diversa dependiendo tanto de la causa que las produce como la región en la que se esté estudiando el fenómeno. En particular escogimos esta tormenta ya que fue una de clase G3 dentro de una escala desarrollada por el NOAA que va de G1 a G5, siendo G5 las más intensas.

El estudio se realizó tanto en forma morfológica, cuantificando las intensidades de las diferentes fases y su duración, como en la física del problema apreciando las diversas contribuciones en los datos registrados [Oprea et al., 2013]. Se consideran tanto el análisis e interpretación del sistema de corrientes ionosféricas y magnetosféricas equivalentes, como la vinculación con los distintos índices de actividad geomagnética y del cinturón de van Allen (índice de partículas en tres distintas regiones del cinturón de van Allen (región cercana, /intermedia /lejana)) para tratar de comprender la totalidad de los efectos. Para la interpretación del fenómeno se supone que la región de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur (AMAS) puede representarse mediante un tubo de flujo magnético confinado [Sallago, 2006].

Capítulo 1

Nociones básicas.

Cuando uno realiza una medición del campo magnético terrestre, en un determinado lugar y en un determinado tiempo, el resultado de la medición será de la superposición de campos magnéticos de diferentes orígenes. Pueden ser separados en primera instancia cada uno de la contribución de diferentes fuentes [Lanza y Meloni, 2006]:

El **campo principal**, generado en la parte líquida del núcleo de la Tierra por el mecanismo de geodínamo.

El **campo cortical**, generado por las rocas magnéticas en la corteza terrestre.

El **campo de origen externo**, producido por corrientes eléctricas que fluyen en la ionósfera y en la magnetósfera debidas, en general, a la interacción de la radiación electromagnética solar y el viento solar con el campo magnético terrestre.

Los **campos inducidos**, campos magnéticos resultantes del proceso de inducción electromagnética generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y en el manto superior por variaciones temporales del campo magnético externo.

1.1. Campo geomagnético y su entorno

Para situarnos espacialmente, primero aclaremos que tenemos: un campo magnético terrestre dentro de la magnetósfera, un campo magnético interplanetario dentro de la heliósfera (donde se genera el viento solar), y un campo interestelar debido a las estrellas (donde se genera el viento interestelar). Ver figura 1.1

El campo magnético terrestre se extiende hasta una cierta distancia, y ésta está dada por la interacción de dicho campo con el viento solar. Este viento solar trae a la Tierra partículas de alta y baja energía. Pero éstas partículas no sólo llegan cuando ha ocurrido un evento en el Sol como una fulguración, eyección de masa coronal o protuberancia; sino que llegan de manera continua. Es precisamente esto último lo que explica el por qué se presentan variaciones del campo magnético terrestre aún cuando no ha ocurrido alguno de los

eventos mencionados, y a esa emisión continua de partículas es a lo que E.N. Parker (1958) llamó **viento solar**. La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre produce una discontinuidad tangencial que envuelve al planeta que recibe el nombre de **magnetósfera** y divide al espacio en tres regiones: una exterior donde dominan las características del viento solar, una interior donde predomina el campo geomagnético y una intermedia denominada **magnetovaina/magnetofunda** donde se produce el acople del viento solar con el campo magnético terrestre.

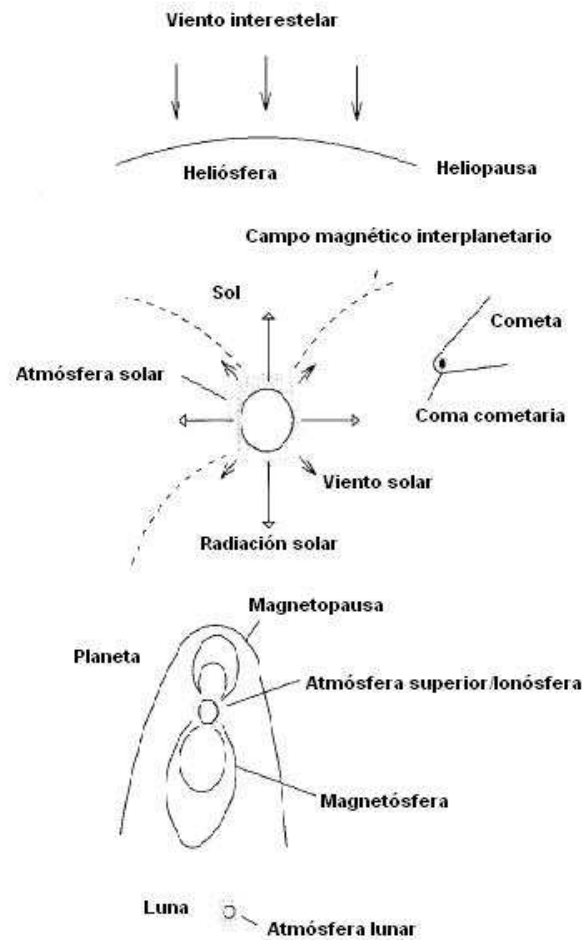


Figura 1.1: Imagen tomada de Prölss, 2004.

El viento solar deforma las líneas del campo magnético terrestre, lo que lleva a que éste campo quede comprimido en el lado diurno y alargado hacia el lado nocturno. La longitud del lado diurno, medida desde la Tierra, suele ser de 10 radios terrestres (R_t) pero si el viento solar ejerce una gran presión la longitud puede llegar a valores inferiores a $7 R_t$. La longitud del lado nocturno suele ser bastante mayor, aproximadamente entre 100 y 200 R_t , quedando las líneas del campo magnético más abiertas (nunca son abiertas, pues sino no se cumpliría una de las ecuaciones de Maxwell) y finalmente fundiéndose con las del campo interplanetario [Udías y Mezcuca, 1997]. Además el campo magnético terrestre se anula después del límite

exterior de la magnetósfera llamado **magnetopausa**. Además de las partes mencionadas, podemos observar en la figura 1.2 otras partes que pasamos a detallar a continuación:

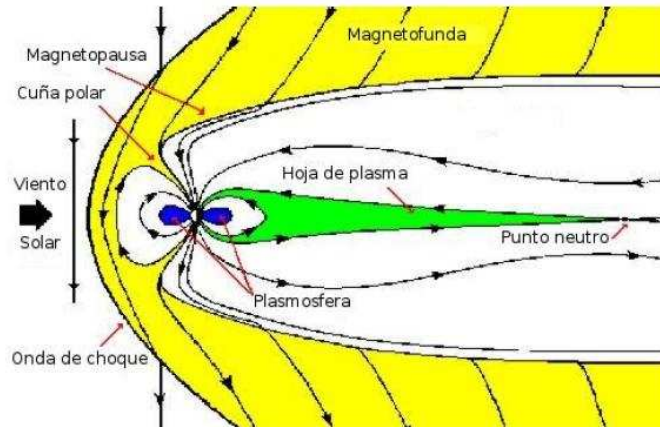


Figura 1.2: Partes de la magnetósfera. Fuente: www.helios.gsfc.nasa.gov/magnet.html

Onda de choque Es una discontinuidad que protege a la Tierra de que el viento solar choque directamente contra ella. Se encuentra unos $2 R_t$ por delante de la magnetopausa, y también se la suele denominar choque de proa.

Cuña polar o hendidura Son las dos regiones en forma de embudo que se originan cuando algunas líneas del campo magnético terrestre se dirigen hacia el lado diurno y otras hacia el lado nocturno de la magnetósfera. Si las partículas del viento solar logran ingresar por estas zonas, seguirán las líneas de campo en dirección a la Tierra y bombardearán la parte superior de nuestra atmósfera. [Fuente: Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México.]

Plasmósfera Es la porción densa y fría de plasma magnetosférico que rota con la Tierra. Esta región se extiende desde los 3 hasta los $6 R_t$ de altura, dependiendo del estado de perturbación de la magnetósfera, el cual a su vez depende del estado de perturbación del Sol. [Fuente: http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/126/htm/sec_8.htm]

En el interior de la plasmósfera se encuentran dos cinturones de radiación con forma de dona, uno interior y otro exterior.

a) Cinturón de radiación interior o de Van Allen Los primeros satélites, Explorer I (Enero de 1958) y Explorer III (Marzo de 1958), en los cuales James Van Allen colocó un contador Geiger, un instrumento para la detección de iones de alta energía y electrones, pusieron de manifiesto la existencia de unos anillos o cinturones de partículas en órbitas ecuatoriales alrededor de la Tierra a una distancia de entre $1,5$ y $2 R_t$. A dichos cinturones se los llamó con el nombre de su descubridor, Van Allen. Se supone que la manera en la que éstas partículas quedan atrapadas es la siguiente: las partículas de altas energías, como las provenientes de erupciones solares o rayos cósmicos, colisionan con las partículas de la atmósfera. De dicha colisión surge un neutrón, el cual a su vez se desintegrará en un protón,

electrón y un neutrino. Luego el campo magnético se encargará de capturar al protón y al electrón.

b) Cinturón de radiación exterior Se lo considera actualmente como una parte del plasma atrapado en la magnetósfera, y se encuentra entre los 4 y 5 R_t . El nombre “**cinturón de radiación**” se aplica normalmente a la parte más energética de ese plasma, por ejemplo a los iones de 1 MeV de energía. A las partículas de menor energía, mucho más numerosas, se las conoce como “**corriente de anillo**”, dado que transportan la corriente responsable de las tormentas geomagnéticas. La mayor parte de la corriente de anillo reside en los iones (de unos 0.05 MeV), pero también se pueden encontrar electrones más energéticos. El sentido de circulación sobre el plano ecuatorial de la corriente de anillo es el de las agujas del reloj, visto desde el sur geomagnético. El cinturón exterior y la corriente de anillo, a diferencia del cinturón interior, cambian constantemente. Fuente: <http://www.phy6.org/Education/MIntro.html>

Hoja de plasma Es la región de la magnetósfera donde el plasma caliente es contenido por el campo geomagnético a través de líneas cerradas de campo y donde la mayor parte del movimiento del plasma se debe a la convección. Divide a la cola magnetosférica en dos lóbulos. En una de estas dos regiones las líneas de campo magnético se dirigen hacia la Tierra, mientras que en la otra se alejan de ella [Blanco Cano, 2005; Mc Cormac, 1974]. Tiene un grosor de 3 a 7 R_t .

Punto neutro Lugar donde la intensidad de una de las componentes del campo cae a cero y tiene lugar la reconexión magnética.

1.2. Elementos del campo geomagnético

El campo magnético \vec{B} es un campo vectorial en cada punto, por lo que se necesitan tres cantidades o elementos para especificarlo (ver figura 1.3). Estos elementos están referidos a los tres ejes geográficos básicos, Norte (N), Este (E) y Vertical (-Z) y son:

- Intensidad total (F): es el módulo del vector campo magnético, \vec{B} .
- Intensidad horizontal (H): es la proyección de la intensidad total en el plano Norte-Este.
- Declinación (D): es el ángulo entre el Norte (N) y la intensidad horizontal (H). Se mide positiva desde el Norte hacia el Este.
- Inclinação (I): es el ángulo entre la dirección del campo y la horizontal. Se mide positiva desde la horizontal.

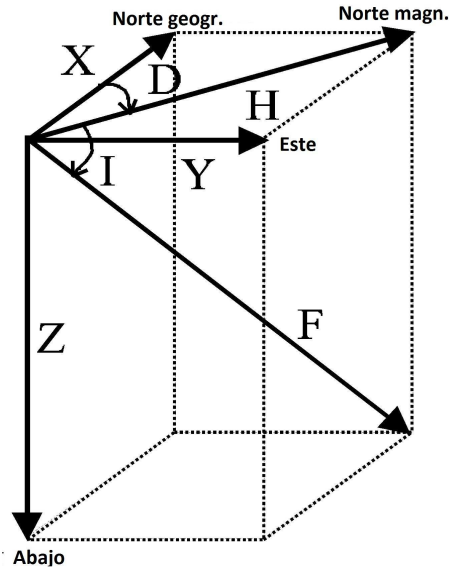


Figura 1.3: Elementos del campo magnético \vec{B} . Fuente: adaptado de http://www-app3.gfz-potsdam.de/obs/niemegk/en/observatorium/magnetfeld/magnetfeld_e.html

$$\tan D = \frac{Y}{X} \quad (1.1)$$

$$\sin D = \frac{Y}{H} \quad (1.2)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (1.3)$$

$$\tan I = \frac{Z}{H} \quad (1.4)$$

$$\sin I = \frac{Z}{F} \quad (1.5)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (1.6)$$

El campo magnético \vec{B} lo puedo definir con tres cantidades independientes, ya sean X,Y,Z o F,I,D, y con las relaciones previas obtener el resto de las componentes. Los valores de F, Z, H,D,I, representados sobre un mapa, constituyen las **cartas magnéticas**. En estas cartas las líneas de igual valor F,H,Z se llaman **líneas isodinámicas**, de campo total (F) o de componente horizontal (H) y vertical (Z). Las líneas de igual valor del ángulo de declinación D, **isógonas**, y las de igual valor de la inclinación I, **isoclinas**. Las líneas correspondientes a

$D=0^\circ$ constituyen la **línea agona**, la línea de $I=0^\circ$ constituye el **ecuador magnético** y los puntos en los que $I=90^\circ$, los **polos magnéticos**. [Udías y Mezcua, 1997].

En cuanto a las unidades,

B se mide en weber por metro cuadrado = 1 Tesla(T) en el SI, y en gauss(G) en el cgs. En donde,

$$1G = 10^{-4}T$$

La unidad cgs más empleada es un submúltiplo del gauss, el gamma(γ), que equivale en unidades del SI a un nanotesla.

$$1\gamma = 10^{-5}G = 10^{-9}T = 1nT$$

1.3. Ionósfera

Por otra parte, en una región cercana a la superficie de la Tierra, se encuentra la ionósfera. La ionósfera es una capa de gas parcialmente ionizado de la alta atmósfera, es decir, una capa en donde las partículas que la integran se encuentran cargadas eléctricamente. Sin embargo, en su totalidad las partículas positivas que la componen igualan en cantidad a las negativas, por lo que en su conjunto el efecto total es neutro [Udías y Mezcua, 1997]. Dentro de la ionósfera tenemos cuatro capas principales ionizadas a distintas alturas las cuales son:

Capa D: 60-85 km

Capa E: 85-140 km

Capa F_1 : 140-200 km

Capa F_2 : 200-500 km

Y se muestran en el gráfico 1.4.

Además, según el artículo de Torta [2000], *el efecto térmico periódico que el Sol ejerce en la alta atmósfera, hace que estas partículas se desplacen siguiendo movimientos oscilatorios, parte del efecto es debido también a las mareas provocadas por la atracción solar. El desplazamiento de partículas cargadas produce fuerzas electromotrices que conducen corrientes. Estas corrientes afectan la magnitud del campo magnético registrado en la superficie, originando la variación regular más suave observada en los magnetogramas en días de calma magnética. Esta variación regular es conocida como “**variación Solar tranquila**”, o simplemente como **Sq (Solar quiet variation)**. Aunque los sistemas de corriente reales que producen las variaciones del campo geomagnético son complejos, pueden aproximarse por dos sistemas bidimensionales que fluyen en capas esféricas a distancias específicas, una externamente a la superficie terrestre y otra bajo ella. Se denominan **corrientes equivalentes**, en el sentido de que su efecto en el campo magnético registrado en superficie es equivalente a aquel producido por las corrientes reales* [Torta, 2000].

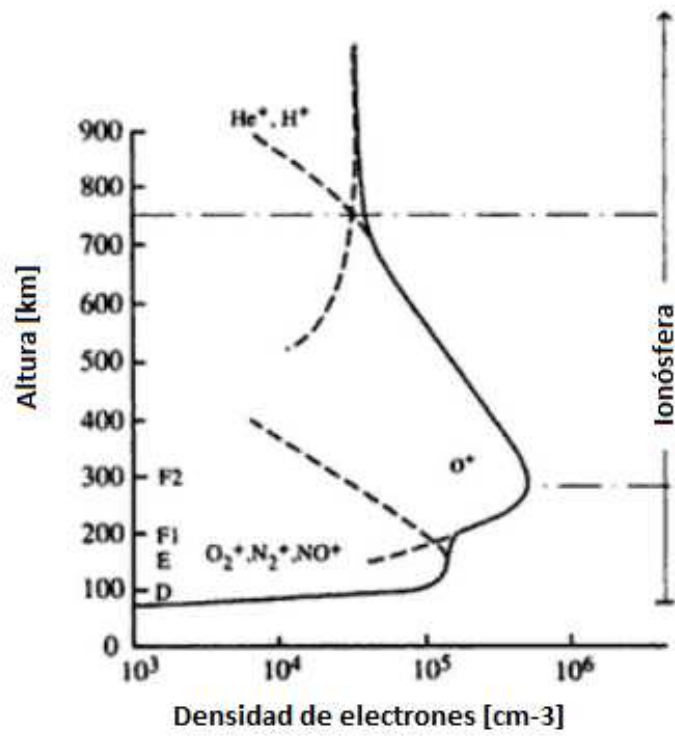


Figura 1.4: Capas de la ionósfera.
Fuente: adaptado de Schunk y Nagy, 2000.

Capítulo 2

Herramientas para el estudio de la actividad geomagnética.

2.1. Índices magnéticos.

Una de las maneras de clasificar la actividad magnética es mediante el uso de índices de actividad geomagnética. Son indicadores que cuantifican el comportamiento del campo geomagnético en cualquier instante de tiempo. Una gran variedad de índices han sido usados en distintos momentos con diferentes propósitos. Nosotros sólo mencionaremos el k y el Dst , por ser dos de los más utilizados; y el Bi (Belt Index), pues fue usado en este trabajo.

2.1.1. Índice k

Para cada observatorio se asigna un número entre 0 y 9 tanto a la componente H como a la componente D para cada intervalo de 3 horas empezando a la medianoche (TU, Tiempo Universal). El más grande de esos dos dígitos es adoptado para el intervalo tri-horario. Este dígito está basado en el rango del elemento en el intervalo tri-horario normalizado a una escala cuasi-logarítmica estándar. Existen distintas escalas en uso, cada una especificada por el rango en nT que divide el $k=8$ del $k=9$. Cada observatorio elige la escala apropiada para que todos tengan la misma distribución de frecuencias de los índices k (porque en cada observatorio se observan distintos rangos de amplitudes para las componentes del campo). El límite inferior para $k=9$ es 100 veces el límite superior para $k=0$. El límite inferior para cada dígito es aproximadamente un factor de 2 mayor que el límite inferior del dígito anterior, y por eso la escala es aproximadamente logarítmica. Para determinar el rango para el intervalo tri-horario con el que se determinará k es necesario mover la variación diurna y la fase de recuperación de las tormentas. Puede verse que hay intervalos cerca de la medianoche local que tienden a tener índices k mayores que otros: existe también una variación estacional. k_s es el k estandarizado corregido por esas variaciones. La actividad magnética a escala planetaria se mide a través del índice k_p (k-planetario). Este se obtiene promediando los índices k de 13 observatorios sub-aurorales (entre 44° y 60° (ϕ_*) principalmente en Norte América y Europa).

k_p puede ser expresado con mayor precisión que k , generalmente en tercios de unidad: $0_0=0$, $0_+=0.3$, $1_-=0.7$, $1_0=1$, $1_+=1.3$, $2_-=1.7, \dots$, $9_0=9$.

2.1.2. Índice Dst (Disturbance Storm Time)

Es un índice que se calcula a partir de la variación en la componente H de ciertas estaciones. Generalmente se utilizan cuatro estaciones, y su distribución no es la más apropiada ya que sólo una se encuentra en el hemisferio sur y las otras tres se hayan en el hemisferio norte. Sus nombres son: Hermanus (HER) en el sur, y Honolulu (HON), Kakioka (KAK) y San Juan (SJG) en el hemisferio norte. Ver gráfico 2.1.

La fórmula, en función del TU, que se utiliza para calcular el índice en cuestión es:

$$Dst(T) = \frac{1}{4} \frac{\sum_{i=1}^4 \Delta H_i}{\sum_{i=1}^4 \cos(\theta_i)}, \quad (2.1)$$

en donde ΔH_i representa variaciones de la componente horizontal (habiendo removido las variaciones seculares y los campos S_q), y θ_i la latitud geomagnética de las estaciones.

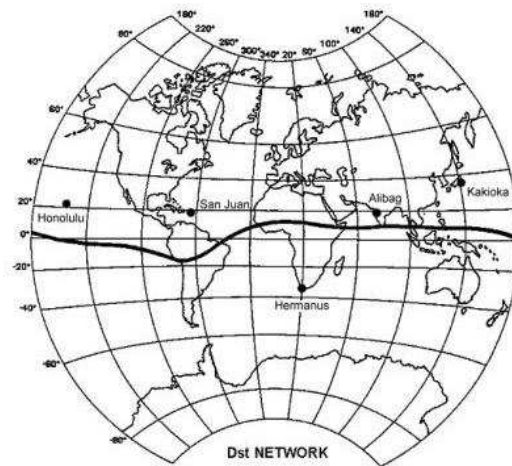


Figura 2.1: Estaciones utilizadas para el cálculo del índice Dst. La línea negra representa el Ecuador geomagnético. Fuente: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/dst2/onDstindex.html>

2.1.3. Índice Bi (Belt Index)

El índice Bi es un índice diario, es decir, se calcula uno para cada día. Se obtiene al hacer el cociente entre la intensidad del flujo de partículas que atraviesa a los detectores que lleva uno de los satélites principales de la misión POES para un cierto día, y el promedio anual del año anterior. Para más información de este índice ver legacy-www.swpc.noaa.gov/ftpdir/lists/bi/old_bi/README.

Y para saber un poco más de la misión POES ver 4.3.2.

2.2. Días quietos y perturbados

La lista de los cinco días quietos y perturbados, y la selección de los intervalos de 24 horas y 48 horas realmente quietos y muy quietos es provista mes a mes por la IAGA, y la clasificación se hace en función del índice k_p . Se toma para cada día:

- la suma de los 8 valores de k_p .
- la suma de los cuadrados de los 8 valores de k_p .
- el mayor de los 8 valores de k_p .

Luego los 3 valores resultantes son promediados y se le asigna un número de orden a cada día. Así, los 5 días internacionalmente quietos y los 5 días perturbados serán los que tengan menor y mayor número de orden respectivamente. Debe tenerse en cuenta que este criterio de selección da sólo una indicación relativa del carácter de los días seleccionados con respecto a otros meses. Sin embargo, los días quietos seleccionados muchas veces pueden ser bastante perturbados y viceversa.

2.3. Nivel de referencia nocturno (NRN)

Para poder realizar el estudio de las tormentas debe determinarse un nivel de referencia relativo a intervalos de tiempo sin perturbar. Para tal fin debe hallarse la característica correspondiente a día “calmo”. Los centros internacionales definen los días “internacionalmente calmos/perturbados” pero, es común hallar que los días determinados como “calmos” denominados por la IAGA, no lo sean al observar el registro de algunas estaciones. Debido a esto es importante detectar los días “calmos” verdaderos en cada estación para poder calcular luego el valor del nivel de referencia (Gianibelli y Quaglino, 2009). El **nivel de referencia nocturno** no es más que el promedio de los valores del campo magnético durante las horas de la noche en estos días calmos verdaderos. Los días calmos verdaderos los obtenemos a través del índice P1F. Lo que se hace es aplicar la norma L1 a los valores de F en cada observatorio magnético permanente, y se fija un límite máximo que puede tomar P1F en cada observatorio para que el día sea considerado calmo. En TRW este límite es de 700 nT, y en LAS de 680 nT.

Capítulo 3

Generalidades de las tormentas geomagnéticas.

3.1. Descripción

Las tormentas geomagnéticas son variaciones irregulares en el campo magnético debidas a perturbaciones. Estos fenómenos son producidos como resultado de situaciones de inestabilidad de las regiones activas en el Sol. Sus efectos se reflejan en los registros de datos de las estaciones geomagnéticas y su influencia es diversa dependiendo tanto de la causa que las produce como la región en la que se esté estudiando el fenómeno.

La interacción del viento solar (plasma proveniente de la corona solar) y la Tierra con su campo magnético, produce una discontinuidad tangencial que envuelve al planeta que recibe el nombre de **magnetósfera** y divide al espacio en tres regiones: una exterior donde dominan las características del viento solar, una interior donde predomina el campo geomagnético y una intermedia denominada **magnetovaina** donde se produce el acople del viento solar con el campo magnético terrestre.

Por otra parte, la liberación de energía en las regiones activas del Sol se produce ya sea en forma de radiación, de emisión de partículas, flares y/o como eyección de masa coronal(EMC). La radiación electromagnética viaja en línea recta y demora un tiempo del orden de los ocho minutos en llegar a la Tierra. En cuanto a la emisión de partículas o la EMC, cuando llegan a la distancia correspondiente a la órbita terrestre, si la Tierra se encuentra en esta trayectoria, puede producirse una **“tormenta”**. Éstas son fenómenos globales que, en general, constan de un comienzo brusco(SSC) y las fases inicial, principal y de recuperación. Cuando las partículas acceden a la región interior de la magnetósfera, pueden quedar atrapadas en una región cercana a la Tierra llamada **cinturón de van Allen**. Ésta es la región que supuestamente “traducirá” la perturbación: a mayor población de partículas mayor será la intensidad del efecto registrado en superficie. Estos efectos se verán reflejados en una disminución de la intensidad del campo magnético registrado en la superficie terrestre. Además se producen corrientes inducidas tanto en la superficie topográfica como a lo largo de grandes estructuras conductoras, por ejemplo los tendidos eléctricos y cañerías. El incremento de la población de partículas puede perturbar

también la propagación de señales y, dependiendo de la intensidad de energía de las mismas, puede afectar a los satélites tanto en la estabilidad de sus órbitas como en la integridad de sus componentes electrónicos [Parkinson, 1983]. Debido a esto es importante comprender lo mejor posible el comportamiento de estos fenómenos. En particular, interesa analizar cómo se modifican los registros de las tormentas geomagnéticas en las estaciones que se encuentran en una región peculiar conocida como “Anomalía Magnética del Atlántico Sur: (AMAS)” y que tiene su origen en la dinámica de la generación del campo magnético de origen interno.

3.2. Clasificación

Esta clasificación (que no es genérica sino propia del NOAA) se hizo en base a valores del índice k_p , pero también se podría haber utilizado, por ejemplo, el índice Dst. De acuerdo a la duración que haya tenido el evento tendremos mayores o menores efectos en los sistemas eléctricos de transmisión y en las operaciones de sistemas espaciales. Ver tabla 3.1.

Escala	Descripción	Parámetro Físico	Frecuencia Promedio 1 ciclo = 11 años
		Valores de k_p determinados cada 3 horas	Número de tormentas para el valor de k_p señalado
G5	Extremo	$k_p = 9$	4 por ciclo
G4	Severo	$k_p = 8$, incluyendo a 9-	100 por ciclo
G3	Fuerte	$k_p = 7$	200 por ciclo
G2	Moderado	$k_p = 6$	600 por ciclo
G1	Menor	$k_p = 5$	1700 por ciclo

Tabla 3.1: Clasificación de las tormentas geomagnéticas.

Fuente: <http://www.swpc.noaa.gov/noaa-scales-explanation>

3.3. Fases

De acuerdo a Parkinson [1983] las fases son las siguientes:

1) Comienzo brusco de tormenta(o SSC por su sigla en inglés)

Puede haber tormenta sin que aparezca el SSC, sin embargo la mayoría de las tormentas comienzan con un cambio brusco en la componente horizontal H, generalmente un incremento. Esto ocurre simultáneamente en todo el mundo y dentro del minuto. Antes del SSC las curvas de todos los elementos son comparativamente quietas. Después del SSC ellas están marcadamente más perturbadas. A menudo con fluctuaciones irregulares del orden de los 10 nT y períodos del orden de unos pocos minutos. A veces un incremento inicial pequeño en H es seguido dentro de 2 o 3 minutos por un gran decrecimiento. Esto es llamado SSC. Tipos similares de cambios repentinos en el campo a menudo ocurren durante tiempos de perturbación. Estos cambios son conocidos como “impulsos repentinos”.

2) Fase inicial

A menudo dentro de 1 hora o menos del SSC, H aumenta y permanece entre 30 y 50 nT por encima de su valor antes de la tormenta, y esto se mantiene por 1 o 2 horas. Esto es conocido como la “fase inicial”. A veces esto es continuo con el SSC, por eso el incremento del valor de H persiste por 1 o 2 horas. Algunas tormentas no tienen fase inicial, eso parece no ser una parte esencial de la tormenta. La magnetósfera se encuentra comprimida, y por la llegada de la perturbación solar se comprime aún más.

3) Fase principal

Como su nombre lo indica, es la esencia de la tormenta geomagnética, y comienza de 2 a 10 horas después del SSC. Se produce un estable decrecimiento de H , generalmente de 1 o 2 cientos de nT, que suele durar algunas horas. La amplitud del decrecimiento en H es máxima cerca del Ecuador, y decrece hacia los polos. El correspondiente cambio en Z es un incremento numérico en ambos hemisferios. El cual es cero en el Ecuador e incrementa hacia ambos polos. El cambio en Z es casi siempre menor que en H . Físicamente se la asocia con el incremento de la corriente de anillo del modelo teórico en el cual todo es idealizado. Y con “idealizado” nos referimos a que no tenemos Sol, tampoco ionósfera, y la Tierra se encuentra quieta.

4) Fase de recuperación

Después que el valor de la componente horizontal H ha alcanzado un mínimo este lentamente y más o menos exponencialmente, recupera su valor normal. Este proceso lleva muchos días, un tiempo más grande que el decrecimiento durante la fase principal. Esto es conocido como “fase de recuperación” de la tormenta.

Para ver como lucen estas fases en un magnetograma ver el gráfico 3.1

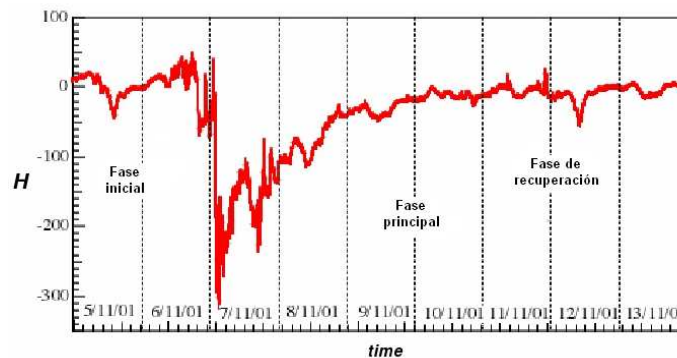


Figura 3.1: Fases de una típica tormenta geomagnética.

Fuente: www.oa-roma.inaf.it/cvs/tempeste_ev.html

Capítulo 4

Análisis de los datos.

En este capítulo estudiamos la tormenta geomagnética de clase G3 ocurrida entre el 27 de Septiembre y el 3 de Octubre de 2012. Básicamente lo que hicimos fue comparar, a través de gráficos de los distintos elementos magnéticos, cómo se vió la tormenta dentro de la magnetósfera (mediante los datos aportados por las estaciones geomagnéticas de Trelew y Las Acacias, y la misión POES), y fuera de la magnetósfera (mediante datos satelitales de la misión ACE).

4.1. Adquisición de los datos

Los datos que analizamos fueron provistos por los observatorios geomagnéticos de Trelew (Chubut), cuyas coordenadas geográficas son ($43^{\circ}14'7S$, $65^{\circ}18'9W$); y Las Acacias (Buenos Aires) con coordenadas ($35^{\circ}00'4S$, $57^{\circ}41'4W$) dependientes de FCAG-UNLP. La distancia entre estaciones, en línea recta, es de aproximadamente 1128 km. Ver figura 4.1.

Los datos que dichas estaciones aportaron, y sobre los cuales realizamos nuestro análisis, tienen el formato que muestra la figura 4.2

Con los valores del módulo del campo que teníamos en Trelew y Las Acacias realizamos un gráfico en función de los días del año, tanto para el mes de Septiembre como para Octubre, en ambas estaciones. En la figura 4.3 se muestra uno de estos gráficos, en este caso para el mes de Septiembre en Las Acacias.

4.2. Tratamiento de los datos medidos en superficie

El primer paso fue graficar los valores del campo (\vec{B}) en función de los días del año en los cuales tuvo lugar la tormenta, y esto lo hicimos para ambas estaciones. Como se muestra en

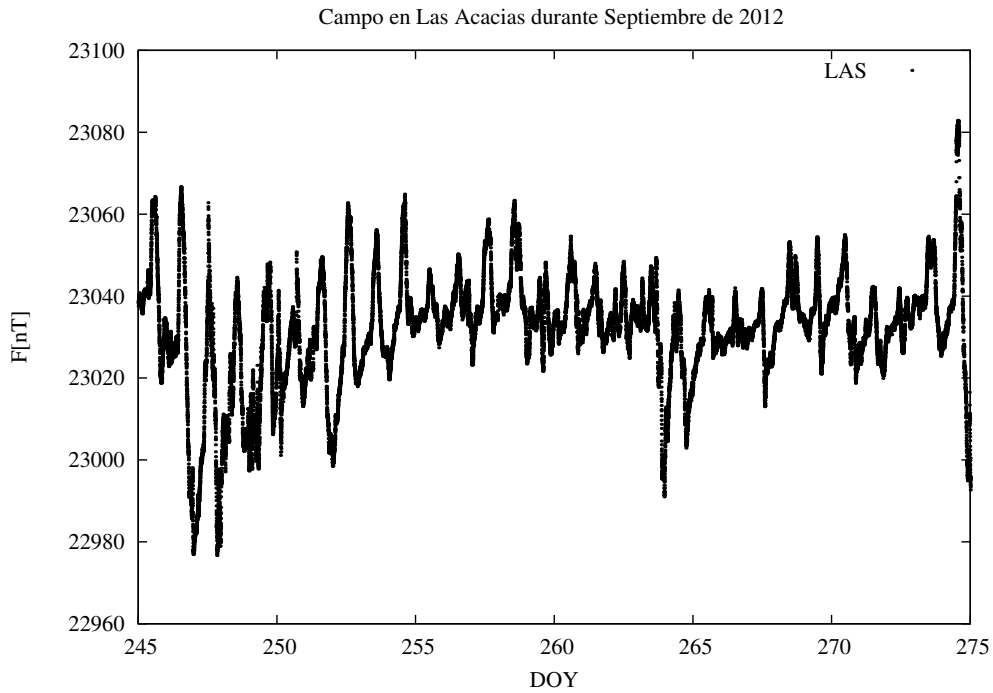


Figura 4.3: Campo en Las Acacias durante el mes de Septiembre.

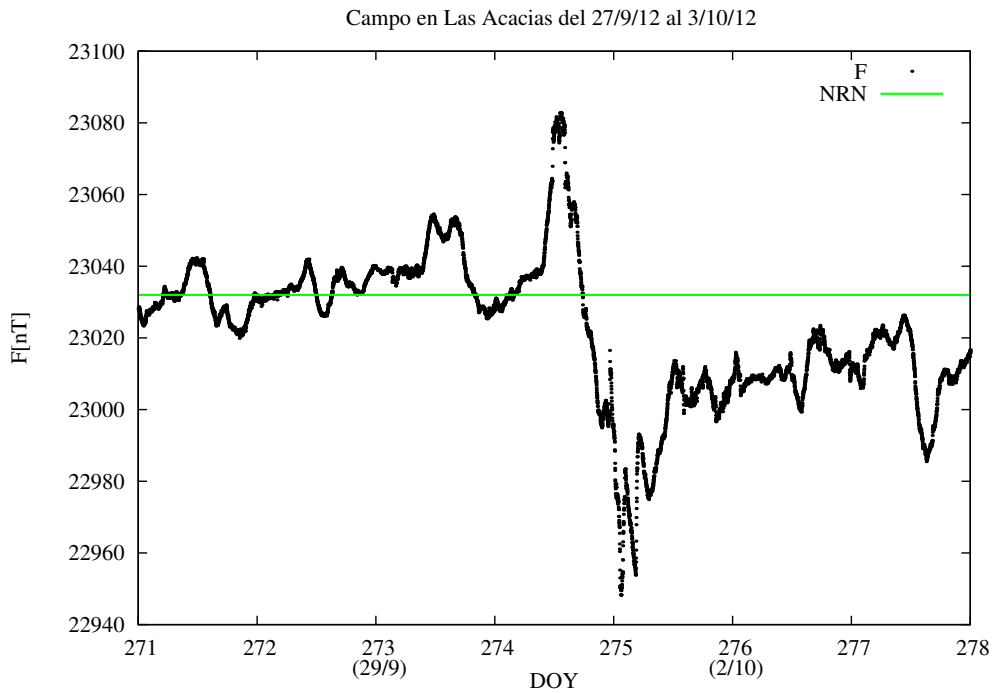


Figura 4.4: Campo en Las Acacias durante los días de la tormenta. En verde el NRN, cuyo valor es 23032,00 nT.

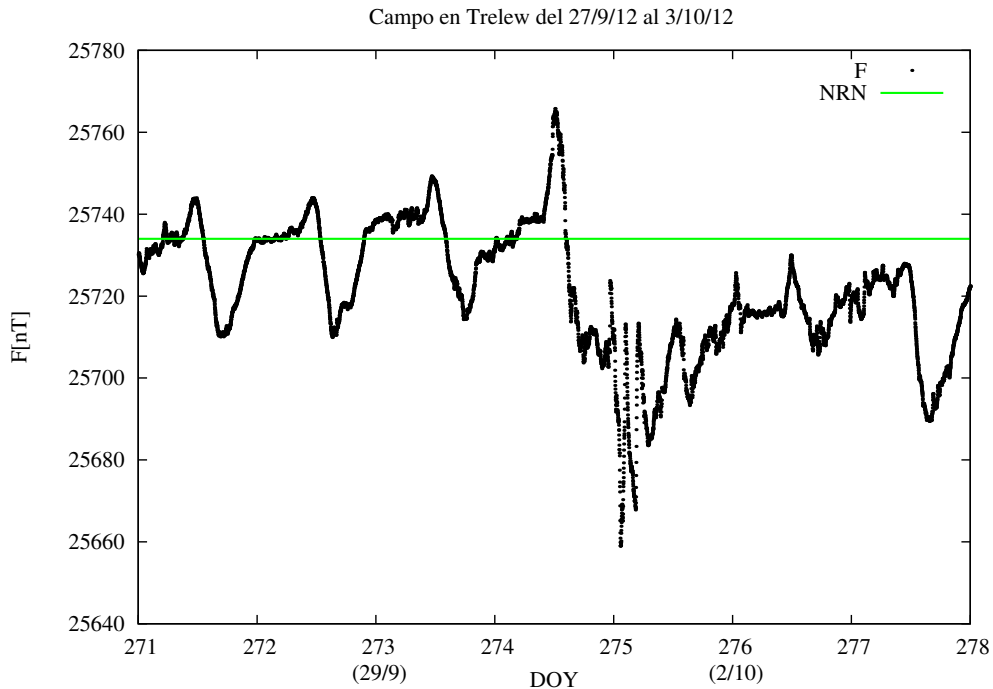


Figura 4.5: Campo en Trelew durante los días de la tormenta. En verde el NRN, cuyo valor es 25734.03 nT.

En Las Acacias

Para el día 22 de Septiembre el máximo de VD fue de 13,9 nT, y el mínimo de -2,5 nT; por lo que la suma de los módulos que se obtuvo fue de 16,4 nT.

Para el día 28 de Septiembre el máximo de VD fue de 10 nT, y el mínimo de -6 nT ;por lo que la suma de los módulos que se obtuvo fue de 16 nT.

Por lo tanto, por lo dicho anteriormente, nos quedamos con el día 28 (ver figura 4.6).

En Trelew

Para el día 22 de Septiembre el máximo de VD fue de 11,42 nT, y el mínimo de -25,42 nT; por lo que la suma de los módulos que se obtuvo fue de 36,84 nT.

Para el día 28 de Septiembre el máximo de VD fue de 9,97 nT, y el mínimo de -24,15 nT; por lo que la suma de los módulos que se obtuvo fue de 34,12 nT.

En consecuencia, aquí también nos quedamos con el día 28 (ver figura 4.7).

El siguiente paso fue, usando los días quietos, calcular el Nivel de Referencia Nocturno (NRN) entre la 1 am y 6 am horas (TU), o 22 pm y 3 am horas (HOA, Hora Oficial Argentina); de esta manera se evitan los efectos de posibles corrientes en la capa F [Lühr et al, 2002]. Para ello calculamos el promedio de los valores del campo entre dichas horas. Los cuales fueron: 23032,00 nT en Las Acacias, y 25734,03 nT en Trelew. Posteriormente representamos sobre

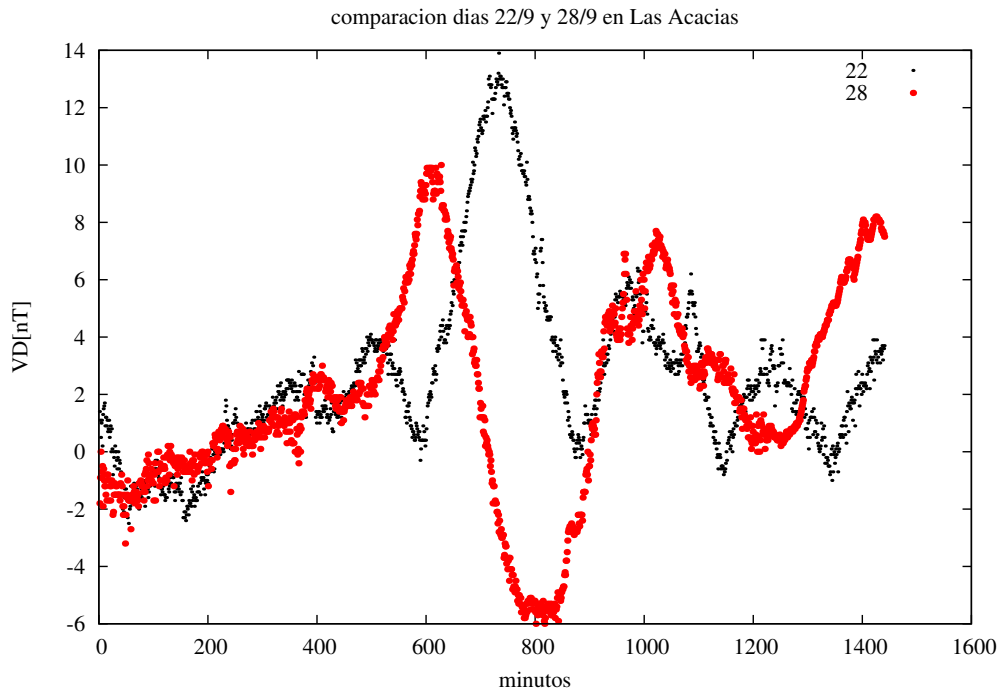


Figura 4.6: Variación diurna para los días quietos 22 y 28 de Septiembre en Las Acacias.

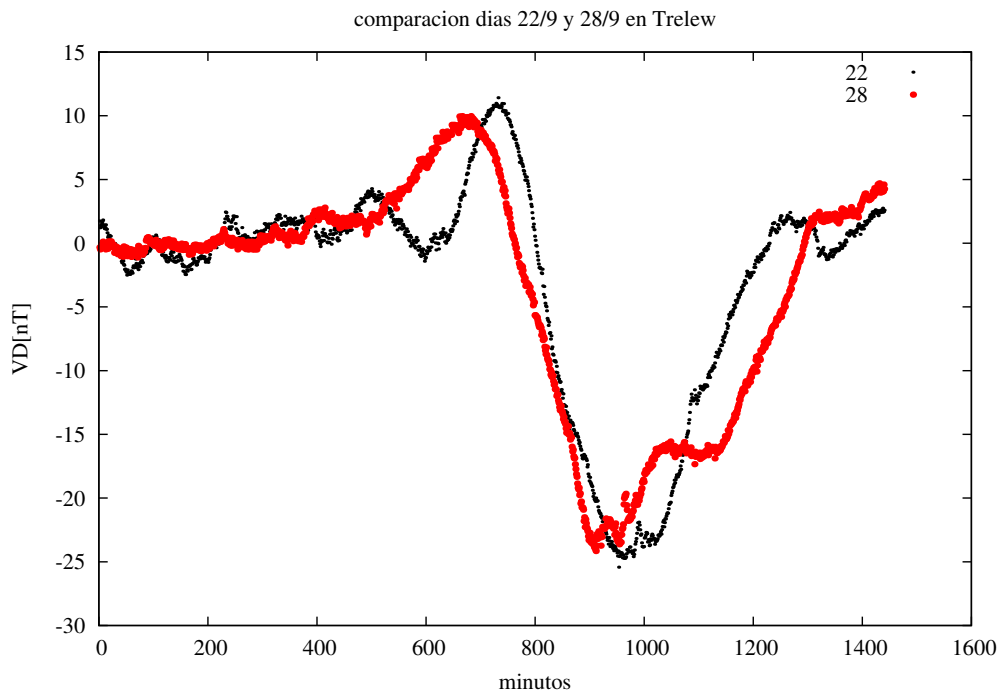


Figura 4.7: Variación diurna para los días quietos 22 y 28 de Septiembre en Trelew.

los gráficos del campo dichos valores de referencia, marcados por líneas verdes en las figuras

4.4 y 4.5.

A continuación procedimos a la sustracción del NRN sobre los valores del campo en los días que tuvo lugar la tormenta (27/9/12 al 3/10/12), para de esta manera poder conocer los valores de las variaciones de los días perturbados; a esto lo llamamos “variación diurna de los días perturbados (VDP)”, y lo hicimos en ambas estaciones con su correspondiente NRN. Además, para el día quieto elegido sustrajimos el NRN correspondiente, y de esta forma obtuvimos los “valores de variación diurna del día quieto (VDQ)”. Es decir,

$$VDP_j = F_j - \text{NRN}(\text{en Las Acacias}); \text{NRN}(\text{en Las Acacias}) = 23032.00 \text{ nT}$$

j: valores del 27/9 al 3/10

De igual forma se trabajó con Trelew, pero en este caso se tomó el NRN (en Trelew) = 25734.03 nT

Y además:

$$VDQ_j = F_j - \text{NRN}(\text{en Las Acacias}); \text{NRN}(\text{en Las Acacias}) = 23032.00 \text{ nT}$$

j: valores del día quieto (28/9)

De igual forma se trabajó con Trelew, pero en este caso se tomó el NRN (en Trelew) = 25734.03 nT

Luego, realizamos gráficos de las variaciones de los días perturbados en función de los días del año durante los cuales tuvo lugar la tormenta. Ver figuras 4.8 y 4.9.

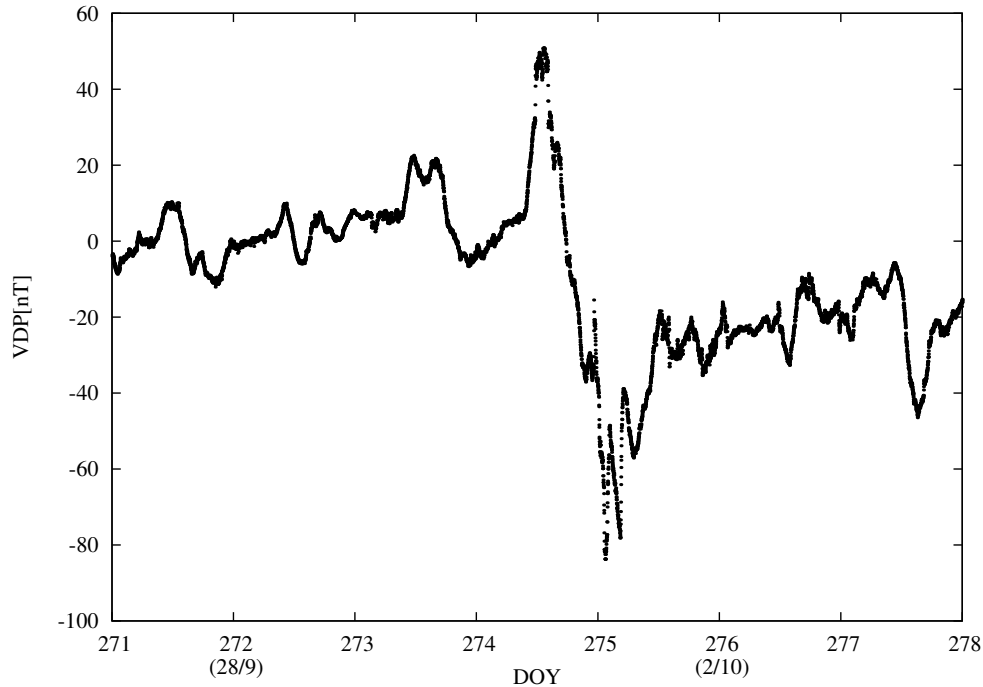


Figura 4.8: Variación diurna en la estación Las Acacias desde el 27/9/12 al 3/10/12.

Posteriormente, comparamos cada día perturbado con la variación diurna del día quieto correspondiente. A esto lo llamamos “campo de tormenta”. El resultado fue haber obtenido

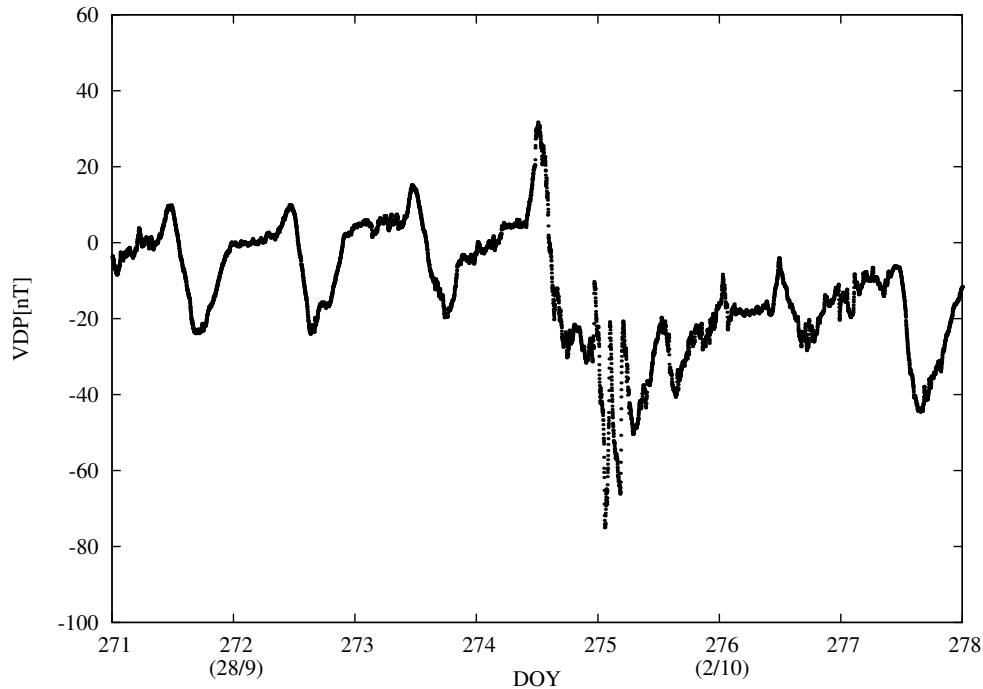


Figura 4.9: Variación diurna en la estación Trelew desde el 27/9/12 al 3/10/12.

los datos puramente de la tormenta y haber llevado el nivel de referencia al cero. Ver figuras 4.10 y 4.11. Nuevamente, para un mejor entendimiento, mostramos algo más ilustrativo de lo antes dicho:

Cuando trabajamos, por ejemplo en la estación Las Acacias, sustrajimos la variación diaria del día quieto a los valores de variación diurna de los días perturbados:

$$campodetormenta_j = VDP_j - VDQ(28/9)$$

j= valores del 27/9 al 3/10

Aclaración: la línea horizontal que se observa entre el día 272 y 273 se debe a que al día perturbado 272 (28/9) se le sustrajo los valores de VD del día quieto, que resultan ser los del mismo día. En consecuencia la resta resultó ser cero, y por eso esa línea constante.

El próximo desafío fue identificar las diferentes fases de la tormenta. En primera instancia observando los gráficos obtenidos en las figuras 4.10 y 4.11. Por supuesto que lo que sabíamos con seguridad era que desde el valor máximo hasta el valor mínimo teníamos la fase principal, y desde este valor mínimo hacia la derecha estaba la fase de recuperación. Además notamos que la tormenta presentó un primer impulso, el cual está señalado con rectángulos verdes, y un segundo impulso (SSC) mostrado con rectángulos azules en ambos gráficos. Después de esta primer apreciación pasamos a ver las distintas fases con más detalle, y claramente pudimos obtener mayor información, la cual analizamos a continuación:

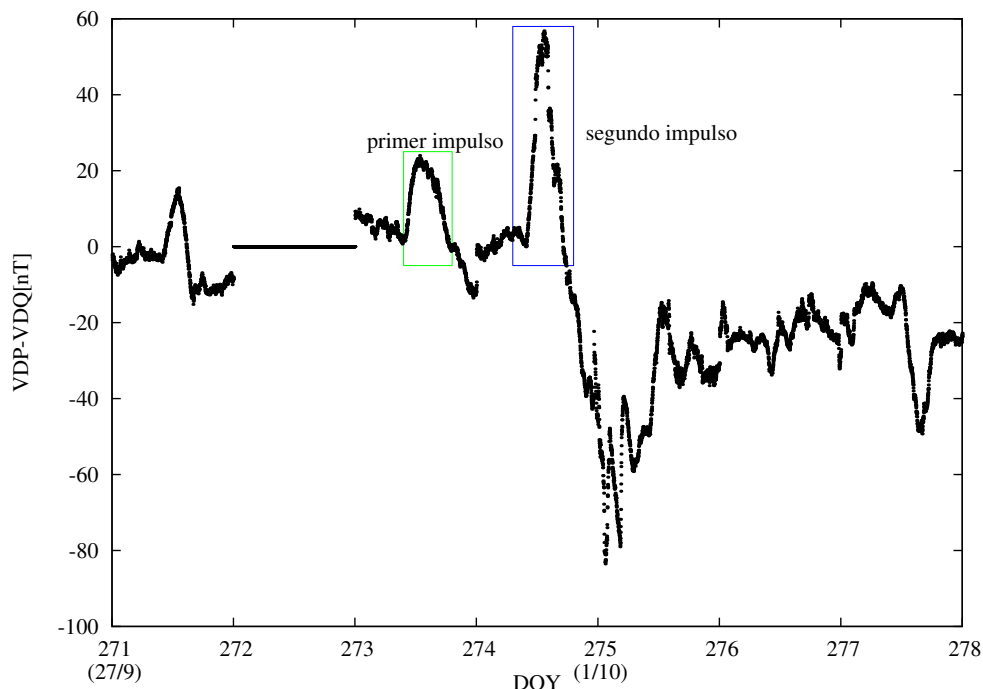


Figura 4.10: Tormenta en Las Acacias. Con VDQ denotamos la variación diurna del día quieto, y con VDP la variación diurna de los días perturbados.

SSC y fase inicial

Una característica que nos llamó la atención de esta tormenta fue ese “primer impulso”. El cual parecía a primera impresión que iba a ser el iniciador de la tormenta, pero debido a su prolongada duración y a su falta de “fuerza” no fue así. En realidad, según lo que pudimos observar, este “primer impulso” fue un intento frustrado por no contar con energía suficiente. Ver más adelante en 4.3.3.

En la estación Las Acacias se observó que el “primer impulso” fue de 22.5 nT, comenzó en 273.42 DOY (aprox. 10:05 am del 29/9) y tuvo una duración de 2 horas 24 minutos. El segundo impulso (SSC) hizo que el valor del campo aumente desde los 29 nT hasta los 45 nT, comenzó en 274.48 DOY (aprox. 11:31 am del 30/9) y duró entre 2 y 3 minutos. Inmediatamente después comenzó la fase inicial. Aquí el campo siguió aumentando durante 1 hora 45 minutos, y su valor ascendió hasta los 58 nT. Ver figuras 4.12 y 4.13.

En cambio, en la estación Trelew, el “primer impulso” fue de 16 nT con una duración de 4 horas 48 minutos. Y el segundo impulso (SSC) ocurrió en 274,48 DOY (aprox. 11:31 am del 30/9) con una duración de entre 2 y 3 minutos, y con una amplitud que va desde los 10.5 nT a 21 nT. Inmediatamente después del SSC, comenzó la fase inicial. Aquí el campo siguió aumentando durante 1 hora 52 minutos, y su valor ascendió hasta los 30 nT. Ver figuras 4.14 y 4.15.

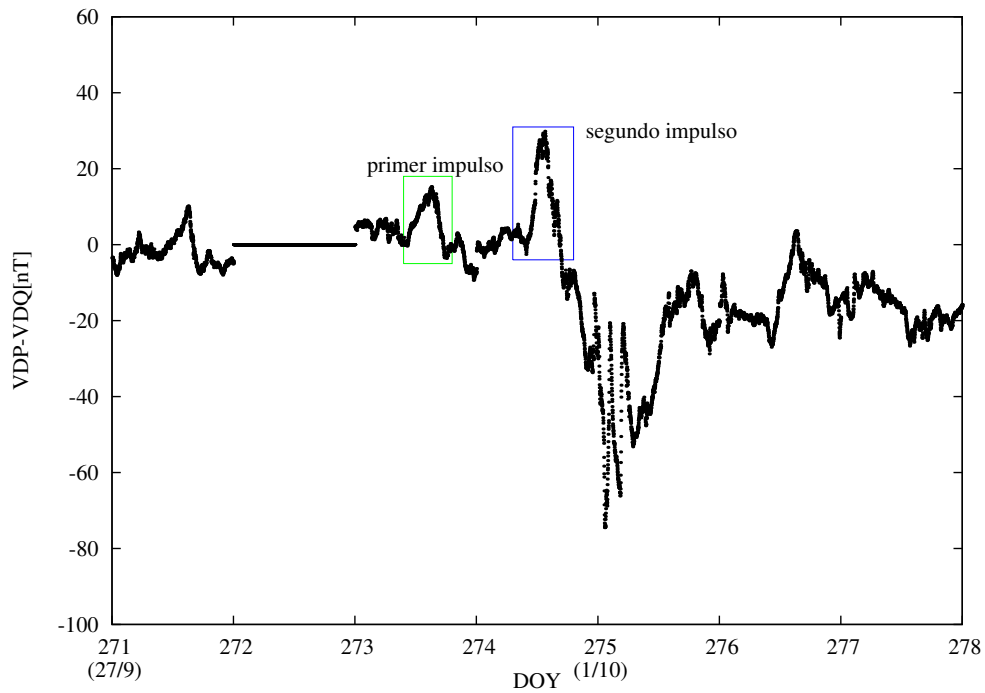


Figura 4.11: Tormenta en Trelew. Con VDQ denotamos la variación diurna del día quieto, y con VDP la variación diurna de los días perturbados.

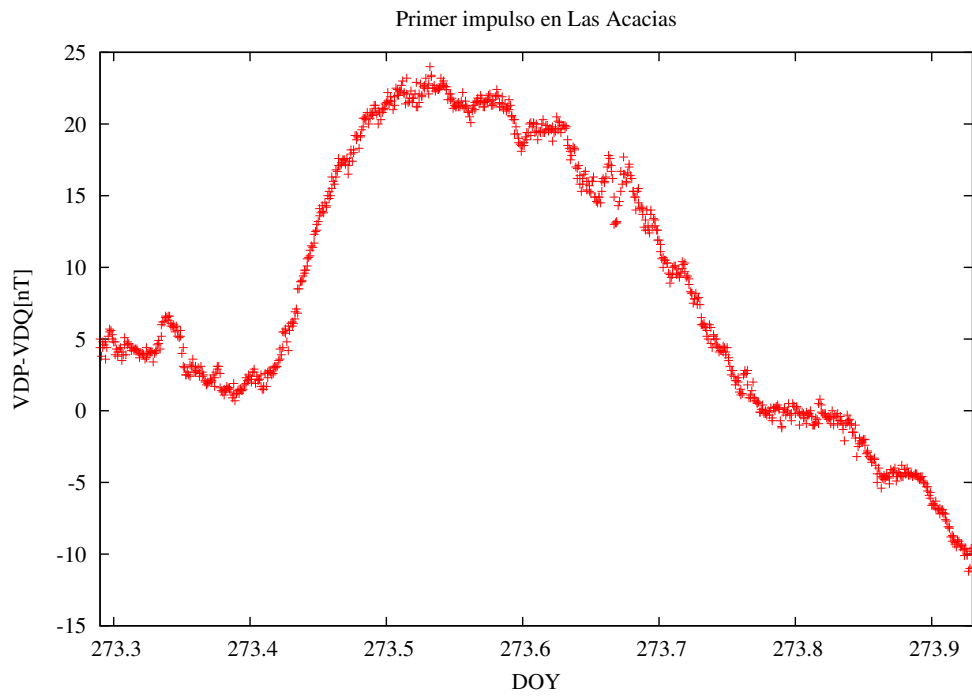


Figura 4.12: Primer impulso en Las Acacias.

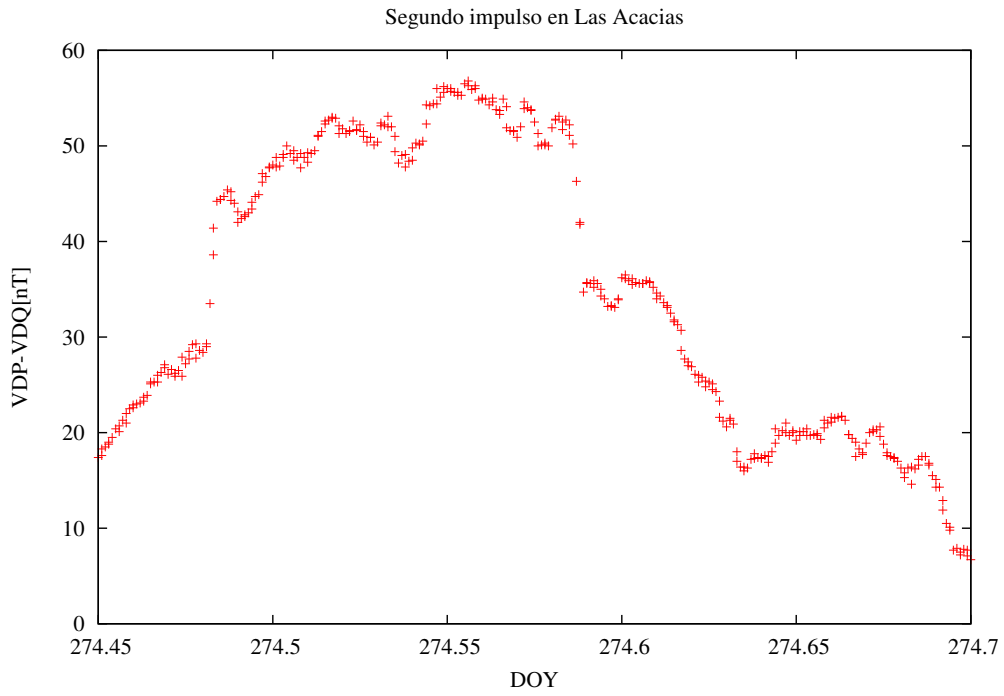


Figura 4.13: SSC y fase inicial.

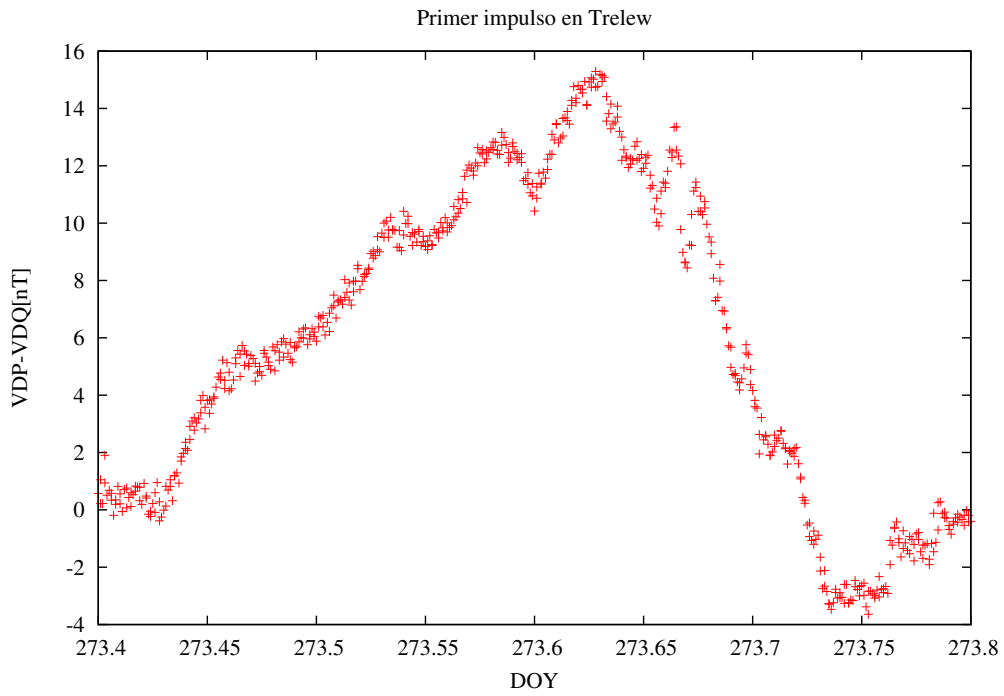


Figura 4.14: Primer impulso en Trelew.

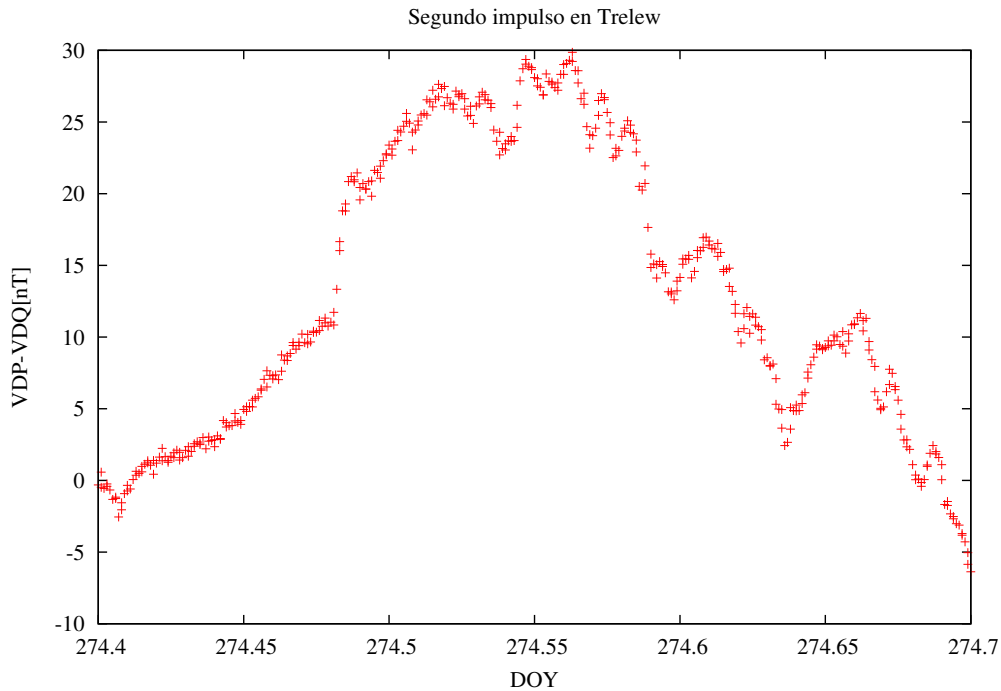


Figura 4.15: SSC y fase inicial.

Fase principal y fase de recuperación

En la estación Las Acacias la fase principal comenzó en 274.555 DOY (aprox. 13:19 pm del 30/9) y se extendió hasta 275.1 DOY (aprox. 2:24 am del 1/10), lo cual implica una duración de aproximadamente 13hs 5min. Además, en esta fase, se observó que desde el valor mínimo hasta el valor máximo se produjo un salto de intensidad de 141 nT.

En cambio en la estación Trelew la fase principal empezó en 274.56 DOY (aprox. 13:26 pm del 30/9) y terminó en 275.05 DOY (aprox. 1:12 am del 1/10), por lo tanto tuvo una duración menor, de 11hs 46min. Su salto de intensidad también fue menor, de 109 nT.

En cuanto a la fase de recuperación, esta se inicia donde termina la fase principal. Y vimos que tanto en Las Acacias como en Trelew concluye el 3 de Octubre de 2012, porque en esta fecha se vuelven a tener valores estables del campo. El 5 de Octubre de 2012 ocurre otra EMC, que llega a la Tierra el 8 de Octubre. La fase de recuperación dura cerca de 2 días y tiene aproximadamente el mismo salto de intensidad, 64.7 nT en Las Acacias y 64.8 nT en Trelew.

Finalmente armamos la tabla 4.1 que resume las principales características de cada fase en ambas estaciones.

Estación	Fases	Inicio [DOY]	Fin [DOY]	Duración [hs]	V. I. I [nT]	V. I. F [nT]	S. I [nT]
LAS	Primer impulso	273.42 (29/9, 10:05 TU)	273.52 (29/9, 12:29 TU)	2.4	1.5	24	22.5
	Nota: no alcanzó para desencadenar una tormenta.						
	SSC	274.48 (30/9, 11:31 TU)	274.482 (30/9, 11:34 TU)	0.048	29	45	16
	Fase inicial	274.482 (30/9, 11:34 TU)	274.555 (30/9, 13:19 TU)	1.752	45	58	13
	Fase principal	274.555 (30/9, 13:19 TU)	275.1 (1/10, 2:24 TU)	13.08	58	-83	141
	Fase de recuperación	275.1 (1/10, 2:24 TU)	277 (3/10)	45.6	-83	-18.3	64.7
TRW	Primer impulso	273.43 (29/9, 10:19 TU)	273.63 (29/9, 15:07 TU)	4.8	-0.5	15.5	16
	Nota: no alcanzó para desencadenar una tormenta.						
	SSC	274.48 (30/9, 11:31 TU)	274.482 (30/9, 11:34 TU)	0.048	10.5	21	10.5
	Fase inicial	274.482 (30/9, 11:34 TU)	274.56 (30/9, 13:26 TU)	1.872	22	30	8
	Fase principal	274.56 (30/9, 13:26 TU)	275.05 (1/10, 1:12 TU)	11.76	30	-79	109
	Fase de recuperación	275.05 (1/10, 1:12 TU)	277 (3/10)	46.8	-79	-14.2	64.8

Tabla 4.1: V.I.I: valor de intensidad inicial; V.I.F: valor de intensidad final; S.I: salto de intensidad (diferencia, en módulo, entre V.I.F y V.I.I).

4.3. Tratamiento de los datos satelitales

Finalizado el análisis de los datos medidos en la superficie de la Tierra, procedimos a la realización e interpretación de gráficos de los parámetros físicos (componentes X,Y,Z del campo magnético interplanetario; componente X de la velocidad del viento solar y densidad de iones) medidos en el satélite ACE, el cual está fuera de la magnetósfera.

4.3.1. Misión ACE

El Explorador de Composición Avanzada (ACE) es una misión gestionada por la Oficina de Misión de las Ciencias Espaciales y la División de Desarrollo de la NASA (Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio). El satélite ACE fue lanzado el 25 de Agosto de 1997 desde el Centro Espacial Kennedy en Florida. ACE lleva seis sensores de alta resolución y tres instrumentos de monitoreo que muestrean partículas de baja energía de origen solar y partículas galácticas de alta energía con una potencia de recolección de 10 a 1000 veces mayor que misiones anteriores.

ACE orbita alrededor del punto lagrangiano L1 que dista 1,5 millones km de la Tierra y 148.500.000 km del Sol. Desde su ubicación en L1, ACE tiene una vista privilegiada del viento solar, el campo magnético interplanetario y las partículas de alta energía aceleradas por el Sol, así como partículas aceleradas en la heliósfera y las regiones galácticas lejanas.

ACE proporciona en tiempo casi real una cobertura continua de los parámetros del viento solar y la intensidad de partículas energéticas solares. Con esta información es posible emitir alertas anticipadas de las tormentas geomagnéticas que pueden sobrecargar las redes eléctricas, interrumpir las comunicaciones en la Tierra, y presentar un peligro para los astronautas.

La nave tiene suficiente combustible a bordo para mantener una órbita en L1 hasta 2024 (http://www.srl.caltech.edu/ACE/ace_mission.html).

A continuación mostramos el análisis de los datos proporcionados por el satélite ACE. Ver figuras 4.16 y 4.18. Con la dirección X nos referimos a la dirección Sol-Tierra; con Z a la dirección que es paralela al eje magnético terrestre ; y la dirección Y perpendicular a las otras dos es la que completa la terna. Con respecto a la figura 4.17 vemos que en 271 DOY (27/9) el ACE registra una velocidad en X del viento solar de 475 km/seg, luego esta fue disminuyendo progresivamente hasta alcanzar los 260 km/seg en 274.3 DOY (aprox. 7 am del 30/9), y a partir de aquí comenzó a aumentar hasta 449 km/seg en 275.1 DOY (aprox. 2:20 am del 1/10).

4.3.2. Misión POES

El Satélite Ambiental de Orbita Polar (POES) es un proyecto de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). Consiste en un conjunto de satélites que llevan siete instrumentos científicos y dos de búsqueda y rescate. El último satélite, NOAA-19, fue lanzado en Febrero de 2009.

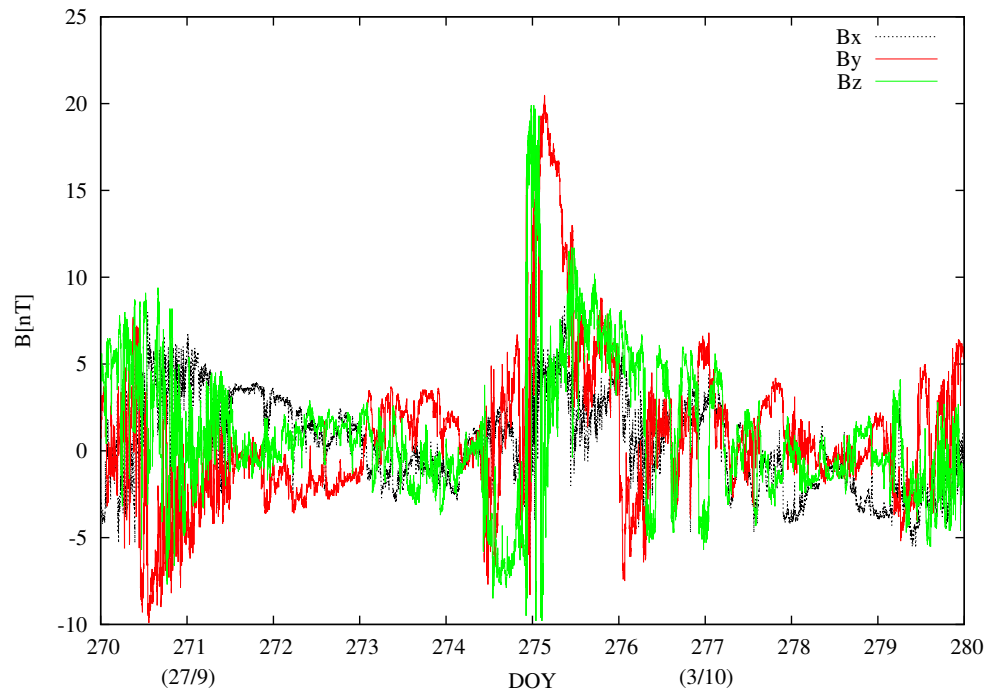


Figura 4.16: Componentes del campo medidas por el ACE durante los días de la tormenta. En color negro la componente X, en rojo la componente Y, y en verde la componente Z.

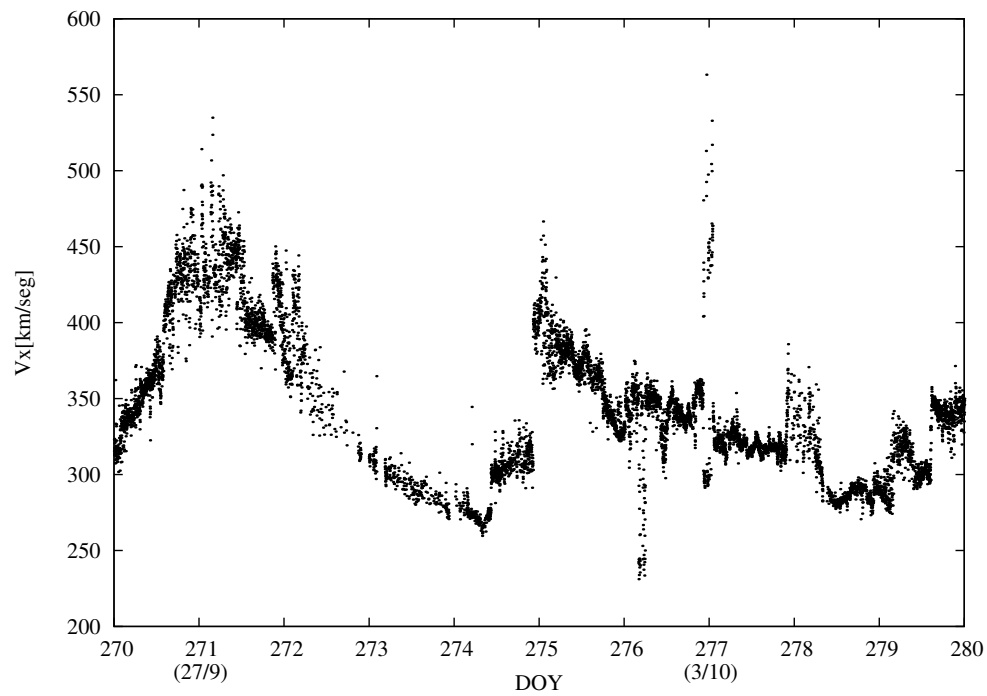


Figura 4.17: Componente X de la velocidad del viento solar medida en el satélite ACE.

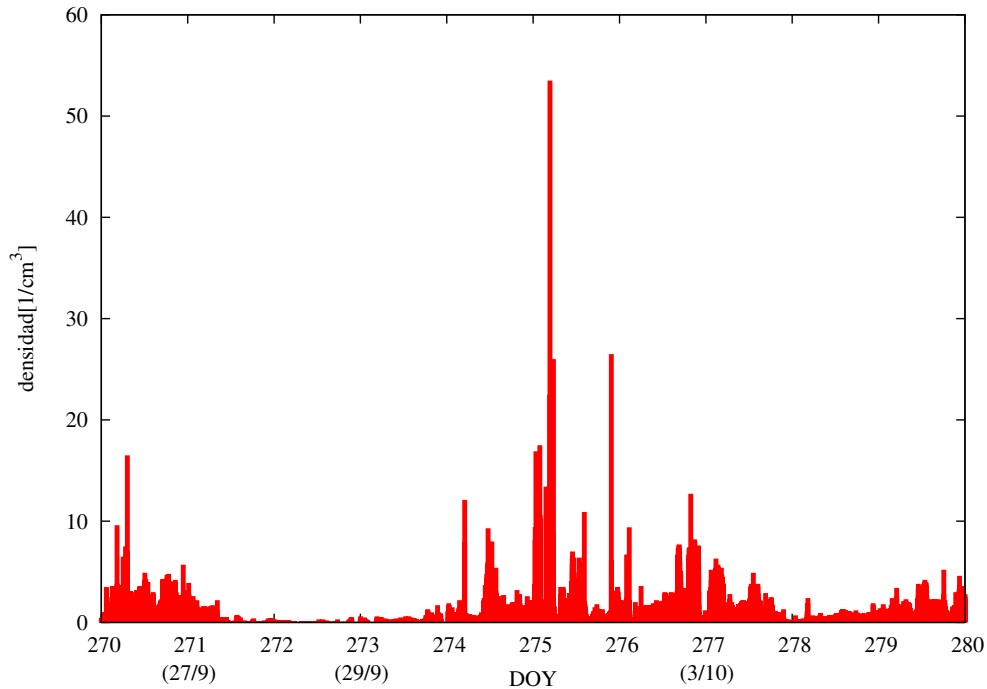


Figura 4.18: Densidad de iones medida por el satélite ACE.

Debido a las características de las órbitas polares de los satélites POES, estos permiten recopilar datos a escala planetaria para aplicaciones oceánicas, terrestres y atmosféricas. Entre ellas, información de la cantidad de partículas existentes en los cinturones de radiación. En nuestro caso, hemos utilizado datos del satélite principal que posee el SEM-2 (Monitor de Ambiente Espacial) que consta de 22 sensores, de los cuales elegimos los cuatro que medían las máximas intensidades (<http://poes.gsfc.nasa.gov/about.html>).

Luego realizamos un análisis del índice Bi con los cuatro sensores seleccionados:

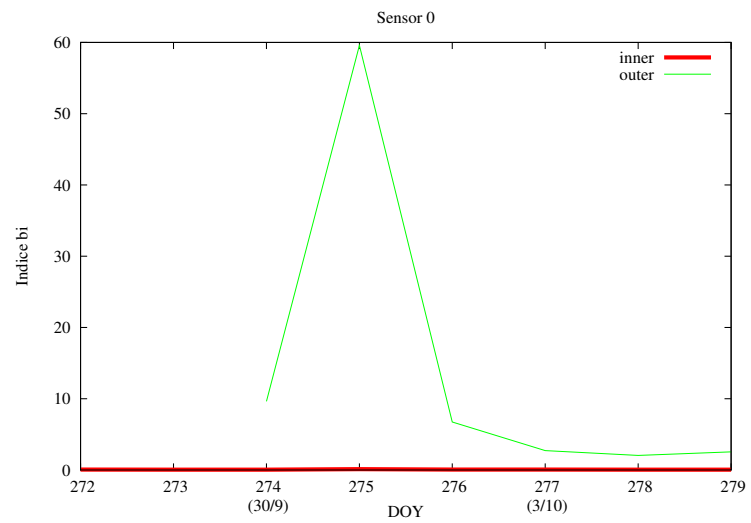
El sensor 0 detecta electrones con energías mayores de 30 keV (detector a 0 grados). Ver figura 4.19a. En ella notamos que el índice Bi correspondiente al cinturón exterior alcanzó en 275 DOY (1/10) un valor de 59.58. En cambio en el cinturón interior siempre se mantuvo en valores muy cercanos al 0 durante los días de la tormenta.

El sensor 6 detecta protones entre 30-80 keV (misma posición que el sensor 0). Ver figura 4.19b. Aquí observamos un valor máximo de 24.54 del índice Bi en el cinturón exterior, y un valor de 5.71 en la región interior. Ambos en 275 DOY.

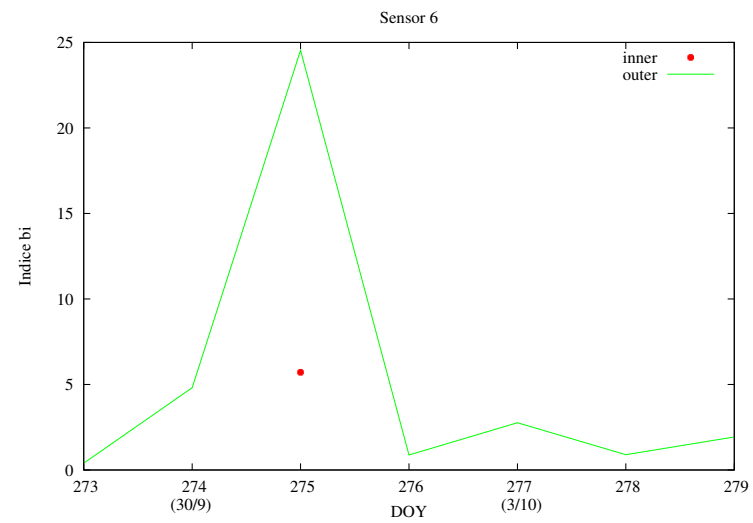
El cuanto al sensor 7, éste detecta protones entre 30-80 keV (detector a 90 grados). Midió, para el índice Bi, un valor máximo de 14.91 para el cinturón exterior y un valor de 4.99 para el cinturón interior (ambos valores en 275 DOY). Además aquí también se detectó una medición en la región “slot” (en la cual teóricamente no debería haber flujo de partículas) con un valor de 55.53. Ver figura 4.19c.

Por último el sensor 8, que detecta protones entre 80-250 keV (detector a 0 grados), sólo

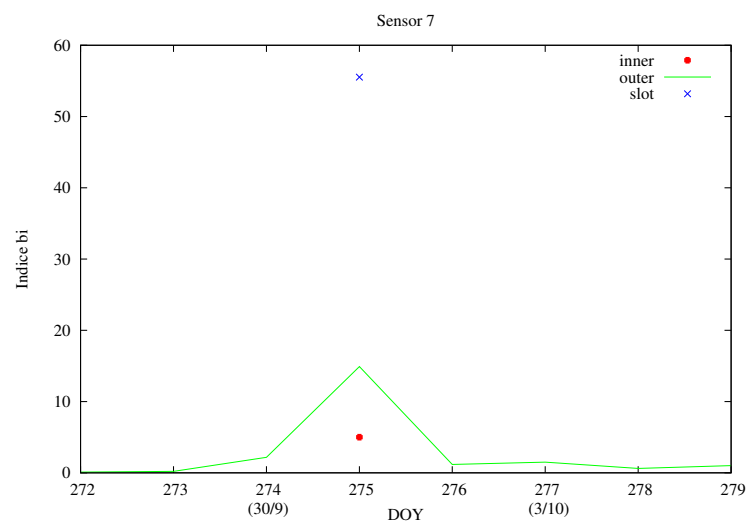
registró en el cinturón exterior. Alcanzando un valor máximo de índice Bi de 43.72 también en 275 DOY. Ver figura 4.19d.



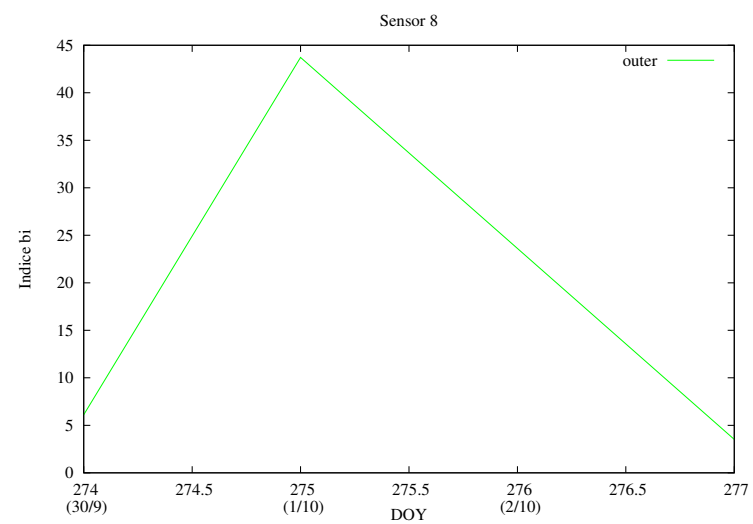
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.19: Sensores POES. Con “inner” nos referimos al cinturón de radiación interior, con “outer” al cinturón exterior, y con “slot” a la región entre cinturones.

4.3.3. Probabilidad de ocurrencia de reconexión

Según Schindler y Hornig (2001), la **tasa de flujo magnético de reconexión** se define como la tasa a la cual “se viola” la conservación del flujo magnético en el proceso de reconexión. (Aclaración: “Se viola” la conservación del flujo magnético mirado desde la magnetohidrodinámica (MHD) ideal). Lo que nos dice cuál es la situación que permitirá el “establecimiento” de la reconexión va a ser la función valor absoluto del producto entre la componente X de la velocidad del SW y la componente Z del campo magnético del SW. Al graficarlo (figura 4.20) puede notarse que durante “el primer impulso” la cantidad de energía magnética disponible para reconectarse es del orden de la disponible en la fase de recuperación de la “tormenta desarrollada”. El índice en “el segundo impulso” es de una intensidad superior al doble.

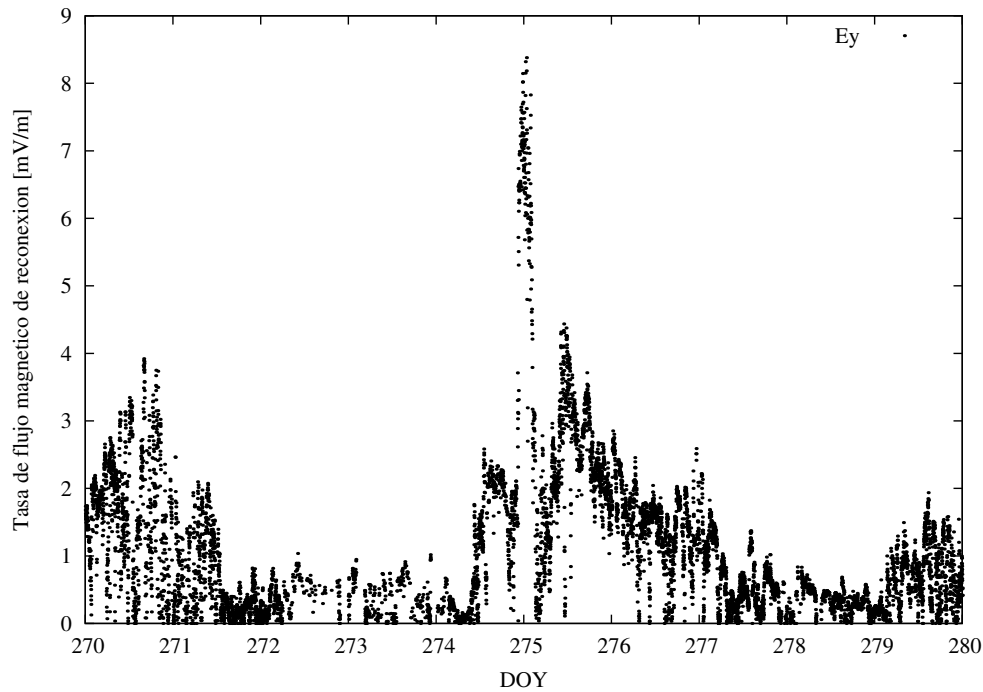


Figura 4.20: Tasa de flujo magnético de reconexión.

4.4. Interpretación del comportamiento de las partículas atrapadas utilizando el Bi

Este análisis también se basó en los datos aportados por la misión POES. Observamos que el 30/9/12 en la región exterior teníamos protones con energías mayores a 6.9 MeV y electrones mayores a 100 Kev. Además, en la región interior, había electrones mayores a 300 Kev y protones entre 80-630 Kev, y nada en la región slot. Al día siguiente, el 1/10/12, en la región exterior teníamos protones entre 80 y 250 Kev (sensores a 0 y 90 grados). La llegada de estas nuevas partículas provocó el descenso de la barrera de potencial, y por lo tanto el

ingreso de electrones con energías mayores a 300 Kev en la región slot. De la misma manera éstas últimas partículas ocasionaron la entrada de protones de entre 30 y 80 Kev (sensores a 0 y 90 grados) en la región interior. A continuación mostramos un esquema de esta situación, figura 4.21:

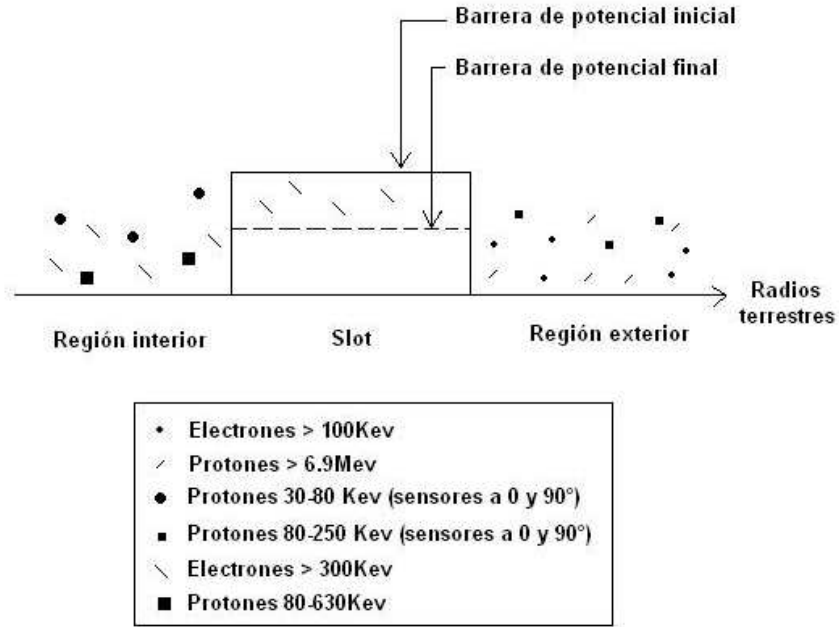


Figura 4.21: Esquema del ingreso de partículas en los anillos de Van Allen.

4.5. Modelos de corriente

El propósito de esta sección es explicar/modelar el comportamiento particular de esta tormenta mediante el modelo de tubo de flujo magnético cilíndrico (4.5.2).

4.5.1. Modelo para la corriente anillo

Teniendo en cuenta el análisis teórico del movimiento de partículas cargadas en campos que presentan curvatura de sus líneas (\vec{B}), y descomponiendo la velocidad como:

$$\vec{B} = B\check{e}_1 \quad \vec{v} = v_{\parallel}\check{e}_1 + \vec{v}_{\perp}, \quad (4.1)$$

la velocidad de deriva (\vec{v}_c) de las partículas resulta:

$$\vec{v}_c = \frac{mv_{\parallel}^2}{qR_c} \frac{(-\check{e}_2 \times \check{e}_1)}{B} = \frac{mv_{\parallel}^2}{qR_c B} \check{e}_3 \quad (4.2)$$

donde, en las ecuaciones que preceden, m es la masa de la partícula, q su carga, R_c el radio de curvatura, v_{\parallel} es el módulo de la velocidad paralela, y v_{\perp} es el módulo de la velocidad perpendicular. [Prölss, 2004]. En consecuencia la corriente neta es:

$$\vec{J} = \check{e}_3 \left\{ \overbrace{n_+ q_+ \vec{v}_+}^{\text{partículas positivas}} + \overbrace{n_- q_- \vec{v}_-}^{\text{partículas negativas}} \right\} = \check{e}_3 \left\{ \frac{n_+ m_+ v_{\parallel}^{(+)^2}}{R_c B} + \frac{n_- m_- v_{\parallel}^{(-)^2}}{R_c B} \right\} \quad (4.3)$$

pensando si $n_+ \approx n_- \approx n$ (como en MHD) como $m_+ \gg m_- \Rightarrow$

modelamos como si

$$\langle \vec{J} \rangle = \check{e}_3 \frac{nm_+ v_{\parallel}^{(+)^2}}{B_{esf}(\theta = 90^\circ) R_{cesf}(\theta = 90^\circ)} \quad (4.4)$$

(acá supongo que $v_{\parallel}^{(+)} \approx v_{\parallel}^{(-)}$), donde

$B(\theta = 90^\circ) = \frac{\mu_0 |\vec{m}|}{4\pi a^3 k^3} = \frac{3 \times 10^4 (nT)}{k^3}$ es el módulo de \vec{B} en el modelo de la esfera uniformemente magnetizada, medido en *Tesla* = $\frac{\text{weber}}{\text{m}^2} = \frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \text{A}}$.

El radio de curvatura es

$$R_c(\theta = 90^\circ) = \frac{ka}{3}, \text{ con } a = R_t \text{ (radio de la Tierra).}$$

Recordemos que

$$1eV = 1.6 \times 10^{-19} \text{ Joule}$$

$$\text{Joule} = \frac{\text{kg} \cdot \text{m}^2}{\text{s}^2}$$

Entonces modelo la corriente anillo, J_{R_c} en función del k : indicador de cantidad de veces el radio terrestre, n : densidad número de partículas, y E energía de las mismas. Entonces $J_{R_c} = k^2 n E \times 10^{-20}$ medido en A/m^2 . En nuestro caso modelamos el valor de la densidad número con el comportamiento del índice B_i .

A continuación mostramos un ejemplo para el sensor 0 en la región inner donde $k = 2R_t$ y $E = 30 \text{ KeV}$. Ver gráfico 4.22.

4.5.2. Modelo para comprender la tormenta en la región del plasma

Las estaciones geomagnéticas de Las Acacias y Trelew se encuentran situadas en la región de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur (AMAS). Para representar en forma local al

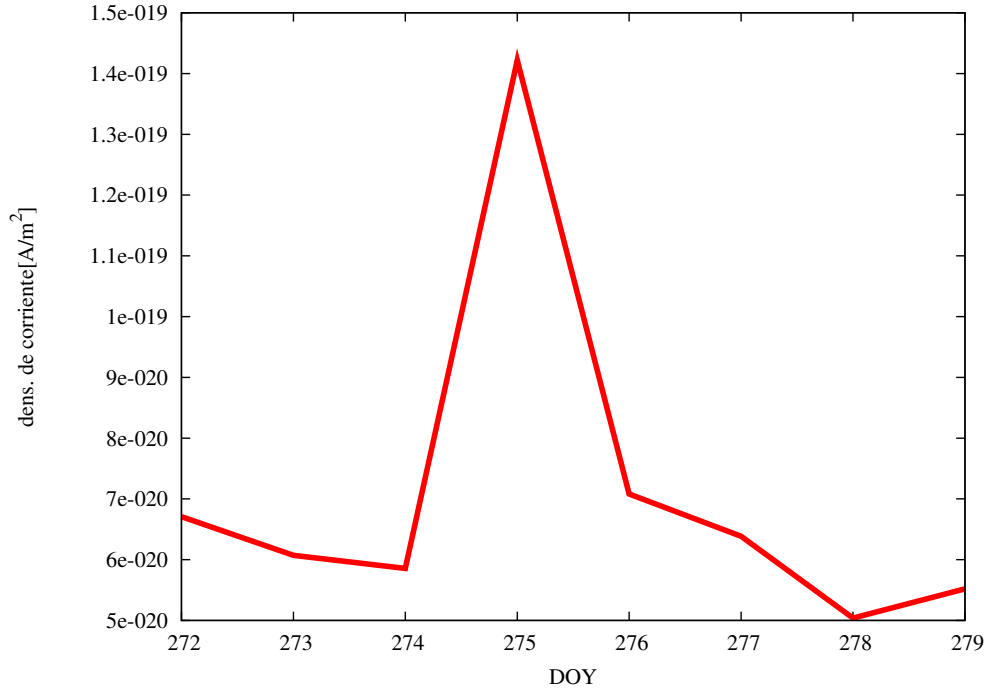


Figura 4.22: Evolución temporal del modelo de densidad de corriente para el sensor 0 en el cinturón de radiación interior.

campo de inducción magnética resultante de las contribuciones de origen interno y externo se propone un tubo de flujo magnético cilíndrico.

Además, del análisis de los registros de las estaciones puede observarse la presencia de pulsaciones geomagnéticas, predominando las pulsaciones de entre 4 y 10 minutos que son consideradas P_c5 ; las cuales pueden considerarse que son producidas por la llegada de ondas de Alfvén (que se propagan en el plasma) a la discontinuidad ionósfera-gas neutro. [Kelley 1989, Sallago 2004, Sallago 2006].

Debido a que se conocen las características que deben presentar los tubos de flujo cilíndricos para que se puedan propagar ondas de Alfvén [Sallago y Platzeck 2006], se busca representar (dentro de la aproximación magnetohidrodinámica) a la tormenta dentro del tubo de flujo.

Consideremos un tubo de flujo cilíndrico en estado estacionario, en equilibrio donde el campo de inducción magnética es

$$\vec{B}_0 = B_0(r)\check{k} \quad (4.5)$$

La velocidad,

$$\vec{v}_0 = v_0\check{k} \quad (4.6)$$

La densidad del plasma $\rho_o = cte$, y la presión del plasma $p_0 = p_0(r)$.

De modo que,

$$p_0 + \frac{B_0^2}{2\mu} = P_0 = cte' \quad (4.7)$$

donde P_0 es la presión total, suma de la presión del plasma y la presión magnética [Priest, 1983].

Llamaremos con subíndice 1 a la perturbación, de modo que perturbadas serán las cantidades:

$$\vec{B} = \vec{B}_0 + \vec{B}_1$$

$$\vec{v} = \vec{v}_0 + \vec{v}_1$$

$$\rho = \rho_0 + \rho_1$$

$$p = p_0 + p_1$$

Además, se requiere que en el tubo de flujo perturbado puedan propagarse ondas de Alfvén de amplitud finita. De modo que debe satisfacerse que

$$\vec{v}_A = \vec{v} \pm \frac{\vec{B}}{\sqrt{\mu\rho}} \quad (4.8)$$

la velocidad de grupo de las ondas de Alfvén, \vec{v}_A tenga componente ϕ nula [Sallago y Platzcek 2006]. Esta es una condición necesaria para que la presión total perturbada (P) permanezca constante. Se supone que las perturbaciones varían como

$$\vec{U} = \vec{u}f\left(t - \frac{\Delta z}{v(r)}\right) = \vec{u}f(\zeta) \quad (4.9)$$

(no depende de ϕ).

Se pide que la perturbación sea del tipo incompresible (utiliza toda su energía en perturbar el estado de equilibrio inicial).

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v}_1 = 0 \quad (4.10)$$

De la ecuación de continuidad $D\rho/Dt = 0$, resulta que una solución posible es $\rho_1 = 0$.

Inspeccionando las ecuaciones de movimiento y de inducción (ver apéndice A), teniendo en cuenta que $\vec{v}_{A\phi}$ debe ser nula y que P debe ser constante [Sallago y Platzcek 2006] resulta de la componente radial que $v_{1\phi}^2 = B_{1\phi}^2/\mu\rho_0$. En consecuencia

$$v_{1\phi} = \pm \frac{B_{1\phi}}{\sqrt{\mu\rho_0}}, \quad (4.11)$$

$$v_{1r} = \pm \frac{B_{1r}}{\sqrt{\mu\rho_0}}. \quad (4.12)$$

De $\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0$, considerando la ec. 4.9 la dependencia espacio-temporal de la perturbación, resulta

$$b_{1r} \left\{ \frac{f}{r} + \frac{f' \Delta z}{[v(r)]^2} \frac{dv}{dr} \right\} - \frac{f'}{v(r)} b_{1z} = 0. \quad (4.13)$$

Como la perturbación que se busca representar tiene la componente vertical del campo de inducción magnética de mucho menor intensidad que las otras componentes, se modelará pidiendo $B_{1z} = 0$. Para satisfacer la propiedad de solenoidad del campo de inducción magnética una posibilidad es $B_{1r} = 0$. De ec. 4.12, $v_{1r} = 0$; y de ec. 4.10, $v_{1z} = 0$.

Falta resolver la componente acimutal de la ecuación de movimiento y de inducción.

$$\rho_0 \frac{\partial v_{1\phi}}{\partial t} + \rho_0 v_0 \frac{\partial v_{1\phi}}{\partial z} = \frac{B_{0z}}{\mu} \frac{\partial B_{1\phi}}{\partial z} \quad (4.14)$$

$$\frac{\partial B_{1\phi}}{\partial t} = B_{0z} \frac{\partial v_{1\phi}}{\partial z} - v_0 \frac{\partial B_{1\phi}}{\partial z} \quad (4.15)$$

Reemplazando $v_{1\phi}$ por ec. 4.11 y mirando la forma de la perturbación de la ec. 4.15 resulta

$$v(r) = v_A(r)^\mp = v_0 \mp \frac{B_0}{\sqrt{\mu \rho_0}}$$

El signo de arriba/abajo corresponde al signo de arriba/abajo en la relación entre las perturbaciones en velocidad y campo de inducción magnética (ec. 4.11 y ec. 4.12).

Por lo tanto se tiene que la tormenta podría representarse por medio de una perturbación que se propaga como una onda torsional de amplitud finita. Estas ondas torsionales también son ondas de Alfvén. Esta perturbación se propaga con velocidad distinta para cada posición radial diferente en el tubo de flujo, y el campo resultante es uno con las características que admite la propagación de ondas de Alfvén de amplitud finita.

Capítulo 5

Conclusiones.

Se realizó el análisis de los datos registrados por las estaciones geomagnéticas de Trelew (provincia de Chubut) y Las Acacias (provincia de Buenos Aires), que se encuentran situadas en la región del AMAS, durante una tormenta geomagnética intensa que tuvo lugar entre el 27 de Septiembre y el 3 de Octubre de 2012.

Para poder realizar el estudio de la tormenta tuvimos que determinar un nivel de referencia relativo a intervalos de tiempo sin perturbar. Para tal fin debimos hallar la característica correspondiente a día “calmo”.

El estudio de esta tormenta se realizó tanto en forma morfológica, cuantificando las intensidades de las diferentes fases y su duración, como en la física del problema apreciando las diversas contribuciones en los datos registrados.

Pudimos notar que el “primer impulso” comenzó 14 minutos antes en la estación Las Acacias que en la estación de Trelew. En cuanto al SSC, éste se registró simultáneamente en ambas estaciones, al igual que el inicio de la fase inicial. La fase principal también comenzó antes en Las Acacias, 7 minutos. Pero la fase de recuperación, por el contrario, se percibió 72 minutos antes en Trelew.

Con respecto a la pregunta de por qué ese “primer impulso” no terminó desencadenando la tormenta la respuesta fue que la cantidad de energía magnética disponible para reconectarse en ese momento fue del orden de la disponible en la fase de recuperación de la tormenta desarrollada, y la mitad de la que se tuvo en el segundo impulso (SSC).

Además se consideró tanto el análisis e interpretación del sistema de corrientes ionosféricas y magnetosféricas equivalentes, como la vinculación con los distintos índices de actividad geomagnética y del cinturón de van Allen (índice de partículas en tres distintas regiones del cinturón de van Allen). Para la interpretación del fenómeno se supuso que la región del AMAS puede representarse mediante un tubo de flujo magnético confinado (Sallago, 2007). Esto permitió concluir que la tormenta podría representarse por medio de una perturbación que se propaga como una onda torsional de amplitud finita.

Apéndice A

Ecuaciones Auxiliares

A.1. Ecuación de movimiento en coordenadas cilíndricas

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial \vec{v}_1}{\partial t} + \rho \check{e}_i [(\vec{v}_0 + \vec{v}_1) \cdot \vec{\nabla}] (\vec{v}_0 + \vec{v}_1)_i - \rho \frac{v_{1\phi}^2}{r} \check{r} + \rho \frac{v_{1r} v_{1\phi}}{r} \check{\phi} \\ = -\bar{\nabla} P + \frac{\check{e}_i}{\mu} (\vec{B} \cdot \bar{\nabla}) B_{1i} + \check{k} \frac{B_{1r}}{\mu} \frac{dB_0}{dr} \\ \frac{B_\phi^2}{\mu r} \check{r} + \frac{B_{1r} B_{1\phi}}{\mu r} \check{\phi} + \check{e}_i \frac{B_0}{\mu} \frac{\partial B_{1i}}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

A.2. Ecuación de inducción en coordenadas cilíndricas

$$\frac{\partial \vec{B}_1}{\partial t} = \check{e}_i [(\vec{B} \cdot \bar{\nabla}) (\vec{v}_0 + \vec{v}_1)_i - (\vec{v}_0 + \vec{v}_1) \bar{\nabla}] B_{1i} - \check{k} v_{1r} \frac{dB_0}{dr} + \frac{\check{\phi}}{r} (B_{1r} v_{1\phi} - v_{1r} B_{1\phi}) \quad (\text{A.2})$$

Bibliografía

- [1] Blanco Cano. 2005. El Sol y la Tierra. Geofisicosas. Editorial UNAM. Ciudad de México.
- [2] Gianibelli J.C. y Quaglino N., 2009. La actividad del campo magnético terrestre y la determinación de los días calmos. XXIV Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Mendoza, Argentina, April 14-17.
- [3] Kelley M. C. and Heelis R. A. 1989. The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics.
- [4] Lanza R. and Meloni A. 2006. The Earth's Magnetism. Germany, Springer. 278pp.
- [5] Lühr H., Maus S., Rother D., Cooke D. 2002. First in-situ observation of night-time F region currents with the CHAMP satellite. Geophysical research letters vol 29, Nro. 10.
- [6] Mc Cormac B. M. 1974. Magnetospheric Physics. Volumen 44. D. Reidel Publishing Company, Boston-USA.
- [7] Oprea C., Mierla M., Beşliu-Ionescu D., Stere O., and Mariş Muntean G. 2013. A study of solar and interplanetary parameters of CMEs causing major geomagnetic storms during SC 23. Ann. Geophys., 31, 12851295. DOI:10.5194/angeo-31-1285-2013.
- [8] Parker E. N. 1958. Dynamics of the interplanetary gas and magnetic fields.
- [9] Parkinson W. D. 1983. Introduction of Geomagnetism. Scottish Academic Press, Edinburgh.
- [10] Priest E. R. 1982. Solar Magnetohydrodynamics. Editorial Springer.
- [11] Prölss G. W. 2004. Physics of the Earth's Space Environment. An Introduction. Ed. Springer.
- [12] Sallago P. A. 2004. Ondas de Alfvén como fuente de las pulsaciones geomagnéticas-Pulsaciones aurorales. Argentina. Buenos Aires. Revista. Artículo Completo. Congreso. 22 reunión científica de geofísica y geodesia. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.
- [13] Sallago P. A. 2006. Un modelo de tubo de flujo cilíndrico para la anomalía magnética del Atlántico Sur en la región del plasma. Argentina. Buenos Aires. Revista. Artículo Completo. Congreso. 23 Reunión Científica de la AAGG. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

- [14] Sallago P. A., Platzcek A. M. 2006. Large-amplitude Alfvén waves in cylindrical magnetic tubes. *Journal of Plasma Physics*, 72, pp 625-633 DOI:10.1017/S0022377806004363
- [15] Sánchez García E. 2010. Estudio de tormentas geomagnéticas intensas. Tesis de licenciatura, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México.
- [16] Schindler K. and Hornig G. 2001, Magnetic reconnection. in P Murrin (ed.), *Encyclopedia of astronomy and astrophysics*. Institute of Physics Publishing ; Nature Publishing Group, Bristol ; London, pp. 1517-1524. DOI:10.1888/0333750888/2224.
- [17] Schunk R. W. and Nagy A.F. 2009. *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. Cambridge University Press. United Kingdom. Second Edition.
- [18] Torta J. M. 2000. Variaciones geomagnéticas de origen ionosférico en días de calma. *Física de la Tierra*, 12, pp 205-222.
- [19] Udías A. y Mezcuca J. 1997. *Fundamentos de geofísica*. Editorial Alianza. Madrid, España.
- [20] <http://www.noaa.gov/>
- [21] <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>