



UNIVERSIDAD NACIONAL DE TUCUMÁN

Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología

**Tesis Doctoral para acceder al Título de Dr. en Ciencias
Exactas e Ingeniería**

**“INFLUENCIA EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE DEL INGRESO DE
PARTÍCULAS CON ALTAS ENERGÍAS”**

Elda Marina Zotto

Director Dra. Marta María Zossi

Codirector Mag. Patricia Fernández de Campra

San Miguel de Tucumán, Tucumán, Argentina.

Agosto de 2020

*A mis amados hijos: la bella Victoria, el
simpático Julián y el pequeño Ricardo.
Para Juan y Marina: mis queridos padres
en los mejores recuerdos.
En reconocimiento de mis abuelos,
bisabuelos y demás ancestros.
Este, mi homenaje a todos ellos.*

Índice General

Índice de Tablas	v
Índice de Figuras	vii
Resumen	xiii
Agradecimientos	xv
Capítulo 1. El sol y la geosfera	1
1.1. Introducción	1
1.2. Descripción del Sol	1
1.2.1. Las Eyecciones de Masa Coronal, EMCs (Coronal Mass Ejeccion- CMEs)	2
1.2.2. Las erupciones (fulguraciones o llamaradas) solares (solar flares)	4
1.3. Estructura de la atmosfera de la Tierra	5
1.4. El entorno geoespacial	7
1.5. Tormenta geomagnética	8
Capítulo 2. Química y transporte	11
2.1. Introducción	11
2.2. Química del ozono en la atmosfera media	13
2.2.1. El ozono	13
2.2.2. Química del oxígeno impar, O_x	13
2.2.3. Química de los óxidos de nitrógeno, NO_x	18
2.2.4. Química del hidrógeno impar, HO_x	25
Capítulo 3. Dinámica y transporte	31
3.1. Introducción	31
3.1.1. El jet polar nocturno	32
3.2. Modelos dinámicos de transporte	32
3.2.1. Circulación meridional	32
3.2.2. El transporte horizontal	33
3.2.3. Ondas atmosféricas	35
3.2.4. Oscilación Cuasi–Bienal	38
3.2.5. Descenso del aire en el vórtice polar (viento vertical polar)	40
3.3. Transporte y tiempos de vida dinámicos y químicos	41
3.4. Distribución vertical del ozono	42
3.5. Distribución vertical del NO_x	45
3.6. Distribución vertical del HO_x	46

Capítulo 4. Precipitación de partículas energéticas y la atmosfera	49
4.1. Introducción	49
4.2. Fuentes de partículas energéticas que precipitan	50
4.3. Mecanismos de acoplamiento a la atmosfera neutra	52
4.3.1. Principales poblaciones de partículas en la magnetosfera	52
4.3.2. Acoplamiento de la magnetosfera a la atmosfera neutra	54
4.4. Cambios en la composición química	60
4.4.1. Modelado de los efectos de la precipitación de partículas energéticas sobre la composición química (y transporte) de la atmosfera	62
4.5. Efectos en la atmosfera producidos por eventos protonicos. Un ejemplo .	69
Capítulo 5. Deriva de partículas cargadas. Anomalía magnética del Atlántico Sur	79
5.1. Introducción	79
5.2. Deriva de partículas cargadas	80
5.2.1. Deriva eléctrica	80
5.2.2. Derivas de gradiente y de curvatura	83
5.3. El cono de pérdida	86
5.4. Generación de una anomalía magnética	88
5.4.1. Precipitación de electrones en la región de la AAS	89
Capítulo 6. Tormentas geomagnéticas estudiadas	93
6.1. Introducción	93
6.2. Tormentas seleccionadas	93
6.3. Fuentes de obtención de datos	95
6.4. Características de los períodos seleccionados	96
6.4.1. Tormenta geomagnética de julio de 2000	96
6.4.2. Tormenta geomagnética de marzo de 2001	100
6.4.3. Tormenta geomagnética de noviembre de 2001	103
6.4.4. Tormenta geomagnética de octubre de 2003	109
6.4.5. Tormenta geomagnética de noviembre de 2003	112
6.4.6. Tormenta geomagnética de noviembre de 2004	118
6.4.7. Tormenta geomagnética de mayo de 2005	122
6.4.8. Tormenta geomagnética de agosto de 2005	126
Capítulo 7. Efectos en la atmosfera media del ingreso de partículas energéticas	131
7.1. Introducción	131
7.1.1. El contenido total de ozono y su medición	132
7.2. Efectos sobre el CTO en el hemisferio sur	132
7.3. Efectos sobre el CTO y perfiles de O ₃ y NO _x en la AAS	158
7.3.1. Análisis a partir de datos de UARS-HALOE	159
7.3.2. Análisis a partir de datos de TOMS	165
7.3.3. Análisis a partir de datos de SBUV	167
Capítulo 8. Conclusiones	173
Apéndice A. Satélites e instrumentos a bordo	179
Apéndice B. Evolución de las RA durante las TGs	187

Apéndice C. Representación gráfica de la evolución del CTO durante los períodos de TGs	197
Apéndice D. Conversión horaria de TU a TL	207
Apéndice E. Siglas empleadas en esta tesis	209

Índice de Tablas

3.1. Tiempos de vida fotoquímicos y escalas de tiempo de transporte en la atmosfera media	42
6.1. Períodos de Tormentas Geomagnéticas (TGs) seleccionadas para este trabajo.	94
6.2. Características de los eventos de partícula ocurridos durante las TGs estudiadas.	95
6.3. Características de las EMC, fulguraciones y regiones activas del Sol (RA) asociadas a las TGs estudiadas.	95
7.1. Períodos extendidos de Tormentas Geomagnéticas (TGs) seleccionadas para este trabajo.	133
7.2. Estaciones de la red TOMSEPOVP_V8 ubicadas en latitudes medias-altas del Hemisferio Sur.	134
7.3. Coordenadas geográficas y geomagnéticas de las estaciones usadas en este trabajo y valores de la dispersión 2σ del CTOR para los períodos TG1, TG2, TG3 y TG4 en todas las estaciones.	135
7.4. Coordenadas geográficas y geomagnéticas de las estaciones usadas en este trabajo y valores de la dispersión 2σ del CTOR para los períodos TG5, TG6, TG7 y TG8 en todas las estaciones.	136
7.5. Promedio del CTO en los cinco días geomagnéticamente más tranquilos	138
7.6. Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.	161
7.7. Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.	163
7.8. Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.	164
7.9. Coordenadas geográficas y geomagnéticas para los años 2000 y 2005 donde TOMS registró los datos.	166
A.1. Períodos de cobertura de los satélites NOAA POES.	181
A.2. Rangos de energía nominal del instrumento MEPED SEM-2.	182

Índice de Figuras

1.1. Propiedades generales del Sol.	3
1.2. Representación esquemática de la estructura térmica de la atmósfera . . .	5
1.3. Esquema de la magnetosfera de la Tierra	8
2.1. Principales efectos directos e indirectos de la PPE (incluyendo la PEE y los EPS)	12
2.2. Principales reacciones de la familia O_x	18
2.3. Ciclo químico que afecta las especies del oxígeno impar en la estratosfera.	19
2.4. Reacciones químicas principales de los compuestos de NO_x	23
2.5. Diagrama esquemático de la química iónica que conduce a la producción de hidrógeno impar	27
2.6. Principales reacciones químicas de los compuestos del HO_x	28
3.1. Localización aproximada del “jet polar nocturno” del hemisferio norte	33
3.2. Diferentes fenómenos en la atmósfera media del polo de invierno	34
3.3. Representación esquemática de la circulación meridional en la mesosfera	34
3.4. Ondas de gravedad reveladas por patrones de nubes.	35
3.5. Ondas de Rossby.	36
3.6. Estructura a escala fina de un trazador en el vórtice polar	37
3.7. Resumen dinámico de la QBO durante el invierno boreal.	39
3.8. Perfil de ozono durante la noche	44
3.9. Perfiles de nitrógeno impar y NO_x del Modelo Iónico Químico de Sodankylä.	46
3.10. Tiempos de vida fotoquímico de algunas especies.	48
4.1. Tipos de precipitación de partículas en la Tierra y sus perfiles de velocidad de ionización.	51
4.2. Estructura de la magnetosfera de la Tierra.	53
4.3. La magnetosfera con sus principales regiones plasmáticas, procesos físicos y sistemas de corriente.	53
4.4. Aurora austral en la Antártida Argentina.	55
4.5. Esquema de la sección transversal de los cinturones de radiación atrapada que rodean la Tierra.	56
4.6. Fulguración clase X17 y EMC posterior registradas por EIT y LASCO en SOHO.	59
4.7. Arquitectura y lógica del modelo RBE.	68
4.8. Promedio diario de las frecuencias de producción por unidad de volumen de pares iónicos.	70
4.9. Observaciones nocturnas del GOMOS de NO_2 y ozono en los casquetes polares.	71
4.10. Trayectorias de propagación subionosférica.	72
4.11. Promedio de 4 meses del índice Ap y la columna de NO_2 de la noche polar.	73
4.12. Velocidades de ionización atmosférica.	75

4.13.	Cociente de mezcla diario de ozono nocturno zonal obtenidos de GOMOS.	76
5.1.	Campo magnético terrestre para el año 2010 según modelo IGRF	80
5.2.	Trayectorias trocoides de partículas cargadas positivamente en los campos eléctrico y magnético homogéneos cruzados.	82
5.3.	Trayectoria de una partícula cargada en campos cruzados cuando la velocidad inicial no es perpendicular al campo magnético.	82
5.4.	Deriva eléctrica de electrones y de iones positivos cuando sus velocidades iniciales son perpendiculares al campo magnético.	83
5.5.	Deriva gradiental en un campo magnético homogéneo.	84
5.6.	Partícula cargada en un campo magnético que sólo varía en dirección.	84
5.7.	Trayectorias de las partículas atrapadas en líneas de campo cerradas.	87
5.8.	Comparación entre el campo interno dipolar a distancias mayores que un par de radios terrestres y campos más cercanos a la Tierra.	89
6.1.	Promedio mensual del número de manchas solares para el ciclo solar 23.	94
6.2.	Valores horarios de los índice Dst y AE para TG1.	96
6.3.	Imagen LASCO C2 del día 14/07/2000.	97
6.4.	Datos de la EMC ocurrida el día 14 de julio de 2000.	98
6.5.	Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 14-20 de julio de 2000.	99
6.6.	Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 14 al 20 de julio de 2000.	100
6.7.	Valores horarios de los índice Dst y AE para TG2.	101
6.8.	Imagen LASCO C2 del día 29/03/2001.	101
6.9.	Datos de la EMC ocurrida el día 31 de marzo de 2001.	102
6.10.	Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 29/marzo-04/abril de 2001.	104
6.11.	Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 29 de marzo al 04 de abril de 2001.	105
6.12.	Valores horarios de los índice Dst y AE para TG3.	105
6.13.	Imagen LASCO C2 del día 04/11/2001.	106
6.14.	Datos de la EMC ocurrida el día 04 de noviembre de 2001.	106
6.15.	Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 04-10 de noviembre de 2001.	107
6.16.	Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 04-10 de noviembre de 2001.	108
6.17.	Valores horarios de los índice Dst y AE para TG4.	110
6.18.	Imagen LASCO C2 del día 28/10/2003.	111
6.19.	Datos de la EMC ocurrida el día 28 de octubre de 2003.	112
6.20.	Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período entre el 29 de octubre y 04 de noviembre de 2003.	113
6.21.	Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 29 de octubre al 04 de noviembre de 2003.	114
6.22.	Valores horarios de los índice Dst y AE para TG5.	114
6.23.	Valores horarios de los índice Dst y AE en nT, durante el período del mes de noviembre de 2003 seleccionado.	115
6.24.	Imagen LASCO C2 del día 20/11/2003.	115
6.25.	Datos de la EMC ocurrida el día 20 de noviembre de 2003.	116

6.26. Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 18–24 de noviembre de 2003.	117
6.27. Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo noviembre 18-24, 2003.	118
6.28. Valores horarios de los índice Dst y AE para TG6.	119
6.29. Imagen LASCO C2 del día 07/11/2004.	120
6.30. Datos de la EMC ocurrida el día 07 de noviembre de 2004.	120
6.31. Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 06–12 de noviembre de 2004.	121
6.32. Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo noviembre 06-12, 2004.	122
6.33. Imagen LASCO C2 del día 13/05/2005.	123
6.34. Valores horarios de los índice Dst y AE para TG7.	123
6.35. Datos de la EMC ocurrida el día 13 de mayo de 2005.	124
6.36. Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 13–19 de mayo de 2005.	125
6.37. Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo mayo 13-19, 2004.	126
6.38. Valores horarios de los índice Dst y AE para TG8.	127
6.39. Imagen LASCO C2 del día 22/08/2005	127
6.40. Datos de la EMC ocurrida el día 13 de mayo de 2005.	128
6.41. Secuencia los promedios horarios de varios parámetros para el período 22–28 de agosto de 2005.	129
6.42. Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo mayo 22-28, 2004.	130
7.1. CTOR en las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste durante el período TG1	139
7.2. CTOR en la estación Macquarie para los períodos TG1 y TG8	140
7.3. CTOR en la estación King Edward para los períodos TG1 y TG8	140
7.4. Cambios significativos en el CTOR que se observan sin un patrón durante TG8.	141
7.5. CTOR en la estación Macquarie para el período TG7	142
7.6. Cambios oscilantes significativos en el CTOR.	143
7.7. Incrementos del CTOR significativos en el mediodía para TG2	144
7.8. Incrementos del CTOR significativos en el mediodía para TG2	144
7.9. Estaciones en la franja latitudinal -65° a -70° donde se observa una variación significativa a los 11 días de ocurrido el evento de partícula asociado a TG2	145
7.10. Aumentos significativos en la Estación Mirny asociados a TG2	145
7.11. Aumentos significativo en la Estación Neumayer asociados a TG2	145
7.12. Reducción significativa del CTOR en la Estación Novolazarevskaya asociado a TG2	146
7.13. Aumentos significativos del CTOR en las Estaciones Terra Nova y Dome C asociados a TG2	146
7.14. Estaciones situadas al mediodía al momento de registrarse el mínimo valor del índice Dst durante el período TG3.	147
7.15. Variaciones significativas en los períodos TG4 y TG6	148

7.16. Aumento significativo del CTOR en las estaciones en la franja latitudinal -60° a -65° durante TG3.	148
7.17. Reducción significativa del CTOR en las estaciones de la franja latitudinal -60° a -65° durante el período TG6.	149
7.18. Incremento en el CTOR en la estación King Edward durante el período TG4.	149
7.19. Disminución en el CTOR el día de inicio del evento de partícula y del mínimo valor de Dst en las estaciones Faraday y Rothera en el sector diurno durante la TG6.	150
7.20. Aumentos significativos del CTOR en el sector diurno durante la TG3.	151
7.21. Aumentos cuasi periódicos del CTOR durante el período TG4.	151
7.22. Aumento significativo del CTOR en las estaciones entre los 75° y 85° de longitud durante TG4.	152
7.23. Disminución del CTOR, puntual, significativa, del 40 % en la estación Dumont d'Úrville durante la TG4.	152
7.24. Aumento en el CTOR durante el período TG4 en Neumayer y Novolazarevskaya.	153
7.25. Aumento significativo del CTOR en las estaciones en Neumayer y Novolazarevskaya durante el período TG3.	153
7.26. Sostenido aumento del CTOR durante el período TG6 en la estación Novolazarevskaya situadas al atardecer.	153
7.27. Reducciones significativas del CTOR en la estación Dome C, al atardecer, y en la estación Terra Nova, en la noche durante el período TG4. Reducciones significativas en el CTOR en el lado nocturno durante el período TG3.	154
7.28. Disminución y aumentos significativos en el CTOR posteriores al evento de partícula asociado al período TG3 en la franja entre 75° y 80° de latitud sur.	155
7.29. Reducciones significativas en el CTOR durante la TG4 el día mismo y dos días posteriores al evento de partícula asociado respectivamente.	155
7.30. Descenso significativo en el CTOR que se inicia una semana después a la emisión de la EMC asociada a la TG5 en el sector nocturno.	156
7.31. Aumentos sostenidos en el CTOR significativos sólo en longitudes cercanas a los 70° oeste (Rothera y San Martín) y disminución significativa del CTOR en las estaciones cercanas a los 65° de latitud sur y 64° de longitud oeste (Faraday y Palmer.)	157
7.32. Aumento en el CTOR cuatro días posteriores a la EMC asociada al período TG5 en la estación Syowa.	158
7.33. Durante el período TG5 la estaciones próximas al mediodía.	159
7.34. Reducciones significativas del CTOR a plena luz del día después de la EMC asociada al período TG5.	159
7.35. Disminuciones en el CTOR durante la tarde después de la EMC asociada a la TG5.	160
7.36. Mapa resultado del ingreso de protones del día de máximo crecimiento de la TG1	161
7.37. Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 16 al 18 de julio de 2000 de: (izquierda) NO _x y (derecha) O ₃	161
7.38. Mapa resultado del ingreso de protones del día de máximo crecimiento de la TG5	162

7.39. Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 20 al 22 de noviembre de 2003 de: (derecha) NO_x y (izquierda) O_3	163
7.40. Mapa resultado del ingreso de protones del día de máximo crecimiento de la TG6	164
7.41. Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 08 al 10 de noviembre de 2004 de: (izquierda) NO_x y (derecha) O_3	165
7.42. Valores de CTOR y la desviación standard 2σ (Tabla 7.3) entre los días 15 y 24 de julio de 2000, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	167
7.43. Valores de CTOR y la desviación standard 2σ (Tabla 7.4) entre los días 19 y 29 de noviembre de 2003, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	168
7.44. Valores de CTOR y la desviación standard 2σ (Tabla 7.4) entre los días 7 y 16 de noviembre de 2004, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	169
7.45. Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 16 al 20 de julio de 2000, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	170
7.46. Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 20 al 24 de noviembre de 2003, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	171
7.47. Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 8 al 12 de noviembre de 2004, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.	172
A.1. Órbita del satélite ACE en el punto L1 y sus distancias relativas a la Tierra y el Sol.	179
A.2. Esquematización de la órbita de los satélites POES	180
A.3. Trayectoria orbital del satélite UARS	185
B.1. Evolución de la RA 09077.	188
B.2. Evolución de la RA 09393.	189
B.3. Evolución de la RA 9684.	190
B.4. Evolución de la RA 10486.	191
B.5. Evolución de la RA 10501.	192
B.6. Evolución de la RA 10696.	193
B.7. Evolución de la RA 10759.	194
B.8. Evolución de la RA 10798.	195
C.1. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG1.	198
C.2. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG2.	199
C.3. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG3.	200
C.4. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG4.	201

C.5. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG5.	202
C.6. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG6.	203
C.7. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG7.	204
C.8. Representación gráfica de la evolución del CTO para la TG8.	205
D.1. Conversión de TU a TL del inicio de los eventos de partícula (EP) para las TG con EPS asociado y de la EMC para TG5 en las estaciones seleccionadas.	208

Resumen

El objetivo de esta Tesis es examinar y posteriormente hacer un estudio de los efectos de la inyección de partículas de origen solar sobre la atmósfera media de la Tierra, estableciendo posibles mecanismos físicos y químicos involucrados.

Para ello se estudian en primer término, los procesos químicos y dinámicos que determinan la distribución de las especies químicas en la atmósfera media. En particular se profundiza en la química del Ozono, de los óxidos de Nitrógeno, y del Hidrogeno impar, especies químicas profundamente afectadas por el ingreso de partículas de origen solar.

A continuación se realiza un análisis de los procesos dinámicos y de transporte en la atmósfera media, proporcionando una descripción detallada de la meteorología dinámica, dirigida a la comprensión de los efectos de la dinámica atmosférica sobre los constituyentes químicos. Cuando las velocidades que se ven afectadas por los procesos dinámicos, son comparables a la velocidad de formación y destrucción de un compuesto químico, el transporte desempeña un papel importante en la distribución de un constituyente químico.

Las fuentes de partículas energéticas de origen solar que precipitan en la atmósfera y el mecanismo de acoplamiento a la atmósfera neutra, se analizan en el capítulo 4. Se indican los efectos observados en la atmósfera por su causa, la interpretación de los fenómenos observados y de los resultados obtenidos por algunos autores.

También se señalan las características de la región de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur, una de las anomalías más destacadas del campo geomagnético, que ocupa actualmente la zona entre el sur de América y Sudáfrica, y su campo muestra una deriva hacia el oeste que permite la entrada de partículas de alta energía desde la magnetosfera.

El conocimiento de los efectos de la inyección de partículas en la atmósfera de la Tierra constituye un gran aporte para el estudio de la Meteorología Espacial (Space Weather) y también del cambio climático. Los trabajos existentes ponen el énfasis en efectos sobre el hemisferio norte y en latitudes medias, y muy especialmente altas (latitudes mayores a los 60°).

En este trabajo de tesis, se analizan los efectos sobre el contenido de ozono y en especies nitrogenadas sobre el hemisferio sur y en latitudes a partir de los 50° , luego

de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas que tuvieron lugar durante el ciclo solar 23. También se realiza un análisis de los efectos sobre las especies químicas mencionadas en la zona de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur, región donde el ingreso de electrones durante periodos geomagnéticamente perturbados, registra una marcada intensificación.

Agradecimientos

*“La gratitud no es solo la más grande de las virtudes,
sino la madre de todas las demás”.*

Cicerón

Mi gratitud hacia la Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología de la Universidad Nacional de Tucumán y a la Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas de la Universidad Nacional de Catamarca representadas por sus Decanos, el Dr. Ing. Miguel Cabrera y el Ing. Carlos Savio respectivamente, también por los Secretarios, Docentes y Administrativos de ambas Instituciones. Un particular reconocimiento hacia la Directora del Departamento de Posgrado de la UNT, la Dra. Ing. Sonia M. Vrech y a la Comisión Académica de la Carrera del Doctorado en Ciencias Exactas e Ingeniería.

Agradezco de forma especial a la Dra. Marta Zossi, Directora de esta tesis y a su Co-directora, Mag. Patricia Fernandez, que me han acompañado, no sólo en el proceso de realización de la misma, sino también en el proceso, por momentos muy difícil, de vivir.

El reconocimiento también es hacia la Comisión de Supervisión, los Dres. Ana Georgina Elías y Gustavo A. Mansilla, ambos de la Universidad Nacional de Tucumán, y hacia el Jurado de Tesis integrado por los Dres. Amalia Margarita Meza (CONICET - Universidad Nacional de La Plata), Rodolfo Gerardo Ezquer (CONICET - Universidad Tecnológica Nacional) y Miguel Ángel Cabrera (Universidad Nacional de Tucumán) que han realizado aportes sumamente enriquecedores a este trabajo.

A mis compañeros de Cátedra por la sobrecarga de tareas, pido disculpas y les ofrezco mi gratitud.

A mi familia, por la falta de atención, le pido comprensión y en esta tesis le entrego mi amor y agradecimiento.

Quienes confiaron en mí e incentivaron para no claudicar en charlas de pasillo, también va mi reconocimiento.

Por último, mucha gratitud espiritual hacia mis amigas Tomy y Silvina y a mi compañero Mauro,... gracias, gracias, gracias!

El sol y la geosfera

1.1. Introducción

Desde las primeras hipótesis de Chapman and Ferraro (1931) relacionadas con “chorros” ocasionales de partículas cargadas desde el Sol, al desarrollo de la teoría de un viento solar supersónico (Parker, 1958) y a través de la era moderna con numerosas mediciones *in situ*, se observa que el Sol ejerce su influencia sobre la Tierra (Baker, 2000). Esta incluye la luz y el calor de las principales emisiones solares electromagnéticas en las longitudes de onda del visible. Pero también comprende influencias más sutiles y episódicas de plasma y explosiones de partículas energéticas que afecta a los humanos en el espacio, a los sistemas de satélites en órbita alrededor de la Tierra y aun a sistemas tecnológicos que operan en o cerca de la superficie de la Tierra.

Por ello en este capítulo se presentarán las características fundamentales del Sol y la relación con el entorno geoespacial.

1.2. Descripción del Sol

El Sol es una estrella de tamaño y luminosidad intermedia con un período de rotación promedio de 27 días. Su masa es de aproximadamente $2 \cdot 10^{30}$ kg y su densidad media de $1,41 \text{ g/cm}^3$. Representa la fuente principal de energía de los procesos dinámicos y disipativos que se desarrollan en el sistema terrestre. El Sol emite ondas de radio, rayos X, UV e infrarrojo y partículas energéticas además de la luz visible.

Hay dos formas de transporte de energía desde el Sol hacia la Tierra:

1. radiación electromagnética, emite alrededor de $4 \cdot 10^{33}$ erg/s irradiando la Tierra con $1,37 \cdot 10^3 \text{ W m}^{-2}$ (Foukal, 1998) y
2. radiación corpuscular (viento solar, el campo magnético interplanetario “congelado” en él y cualquier partícula solar energética que puede estar presente). La radiación o flujo de energía solar no es constante, presenta fluctuaciones, como resultado de la actividad solar.

El Sol está formado por capas concéntricas con diferentes propiedades. El interior opaco, está dividido en regiones identificadas según el mecanismo de transporte de energía dominante: núcleo, zona radiativa y zona convectiva (Fig. 1.1). El campo magnético del Sol es generado en una delgada interfase entre las zonas radiativa y convectiva. La atmósfera solar transparente a la radiación electromagnética, está dividida en fotosfera, cromosfera, región de transición y corona. La fotosfera es la superficie visible del Sol, su forma predominante de transferencia de energía es la radiación, emite la mayoría del visible y del infrarrojo. La cromosfera es una capa irregular donde el mecanismo de transferencia de energía es por ondas hidrodinámicas, acústicas y magneto-acústicas. En ella el movimiento del plasma es dominado por el campo magnético. La zona de transición es una capa delgada y muy irregular que separa la corona caliente de la cromosfera más fría. El calor fluye desde la corona y produce esta región donde la temperatura alcanza rápidamente 10^6 K.

La corona es la capa más externa del sol, es visible en los eclipses totales como una corona blanca rodeando al mismo, y muestra agujeros coronales, plumas, “loops” (plasma en forma de lazos) y “streamer” (torrente de plasma en forma de serpentinas). Su forma cambia a lo largo del ciclo solar. El plasma de la corona escapa al espacio, formando el viento solar que transporta el campo magnético del Sol (campo magnético interplanetario, CMI, o en inglés interplanetary magnetic field, IMF), definiendo la heliosfera.

Las manchas solares, fáculas, erupciones, filamentos y prominencias son perturbaciones conocidas como “regiones activas” (RA) o “centros de actividad” vinculadas con la actividad solar.

La atmósfera solar puede dividirse en un número de componentes activas y un residuo. Este residuo, denominado por algunos autores “sol tranquilo”, está dominado por un campo magnético dipolar de 1-2 G (1 Gauss = 10^{-4} T) y consiste en concentraciones de flujo de gas en estructuras granulares brillantes de 2000 a 8000 km de diámetro y espículas, chorros de gas desde la cromosfera hacia la corona. Las características del Sol (temperatura, densidad, extensión de las distintas zonas) se resumen en la Fig. 1.1.

1.2.1. Las Eyecciones de Masa Coronal, EMCs (Coronal Mass Ejeccion-CMEs)

Las eyecciones de masa coronal, EMC (Coronal Mass Ejection, CME), representan gigantescas expulsiones de masa y flujo magnético del Sol. Cuando se observan en el medio interplanetario suelen llamarse “manifestaciones de EMC interplanetarias” (manifestaciones EMCIs) las que se caracterizan por un número de propiedades de campo

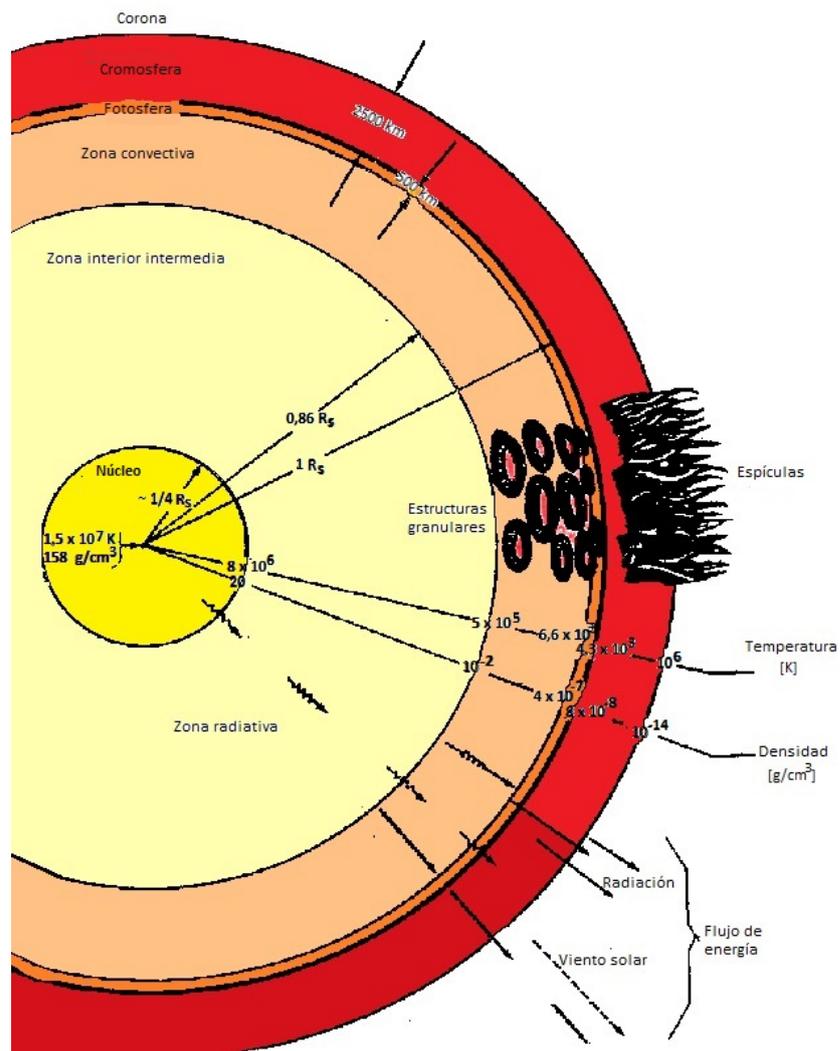


Figura 1.1: Propiedades generales del Sol. Las estructuras granulares y espículas no están a escala; son sólo una representación cualitativa (Altrock, 1985).

y de plasma (Dasso et al., 2003). Las eyecciones de masa coronal son fenómenos violentos, han estado con nosotros desde la existencia del sistema solar, sin embargo, sólo se conocen en el último siglo y medio. Estos eventos fueron conocidos por una variedad de nombres, tales como “nubes de plasma”, “eyecciones de masa solar”, “eyección transitoria de masa coronal”, “eventos de eyección de masa coronal” y luego simplemente “eyecciones de masa coronal” que al alcanzar la magnetosfera de la Tierra, en algunos casos, interrumpen todo tipo de logros de la era industrial y la información. La investigación de las EMCs se extiende también a sus efectos interplanetarios y heliosféricos (Kunow et al., 2007).

1.2.2. Las erupciones (fulguraciones o llamaradas) solares (solar flares)

Variaciones de la actividad solar de corta duración, explosiones intensas y localizadas son conocidas como erupciones (o fulguraciones) solares (Hargreaves, 1992) o simplemente con su nombre en inglés “flares”. Las estructuras delgadas oscuras conocidas como filamentos o prominencias (hojas verticales de material muy denso y frío en la corona solar) crecen durante meses hasta 10^6 km de longitud. De todas las características solares las prominencias son las más estables y pueden durar nueve meses. A veces, una prominencia se vuelve inestable y estalla hacia afuera para dar lugar a una llamarada solar (Kamide and Chian, 2007).

Generalmente, existen tres etapas en una llamarada solar. La etapa previa, donde se libera energía magnética y emiten rayos-X blandos. La segunda etapa o impulsivos, donde los protones y electrones son acelerados a energías superiores a 1 MeV, se emiten ondas de radio, rayos X duros y rayos gamma. Y la tercera, etapa de decaimiento, donde se puede detectar la acumulación gradual y el decaimiento de los rayos X blandos. La duración de estas etapas puede ser tan corta como unos pocos segundos o tan larga como una hora. A medida que se libera la energía magnética, partículas, incluidos los electrones, protones y núcleos pesados, se calientan y se aceleran en la atmósfera solar (la corona solar). La corona normalmente tiene una temperatura de unos pocos millones de Kelvin.

Dentro de una llamarada, la temperatura normalmente alcanza los 10 o 20 millones de Kelvin, y puede ser tan alta como 10^8 K. La frecuencia de las erupciones coincide con el ciclo del Sol de once años. Cuando el ciclo solar está en un mínimo, es poco común que se detecten erupciones solares. Éstas aumentan en número cuando el Sol se acerca a la parte máxima de su ciclo (<http://hesperia.gsfc.nasa.gov/>).

Las llamaradas solares o flares y las eyecciones de masa coronal son los fenómenos más importantes asociados a una tormenta magnética en la atmósfera del Sol (Koskinen, 2011). Durante más de medio siglo, era conocido que partículas con altas energías eran lanzadas al espacio durante una erupción solar, y algunas de ellas alcanzaban la Tierra. Actualmente, medido el ingreso de las mismas a la atmósfera de la Tierra, se utiliza el término partículas energéticas solares para denotar los electrones de alta energía, protones u otros iones que llegan a nuestro planeta desde el Sol. Eventos protónicos solares, que pueden estar asociados con eyecciones de masa coronal o con llamaradas solares, son un elemento importante del clima espacial (Lang, 2009).

1.3. Estructura de la atmosfera de la Tierra

La estructura de la atmosfera respecto a la altura, medida desde la superficie terrestre hacia el espacio exterior por algún parámetro de estudio, se llama perfil. Perfiles típicos de la atmosfera son el de la temperatura del gas neutro y el de la densidad electrónica. En la Fig. 1.2. se muestra la estructura vertical de la atmósfera según la temperatura.

Los perfiles permiten caracterizar a la atmosfera según la altura y también identificar las especies químicas y procesos de transporte dominantes en cada capa. Paralelamente a la descripción de la atmosfera asociada al perfil de la temperatura mostrada en la Fig. 1.2, se puede realizar una descripción en términos de la composición, por ejemplo, el término ozonoesfera puede asociarse con la estratosfera y la baja mesosfera donde hay mayor concentración de ozono (O_3); una gran acumulación de iones ubicada en la atmosfera superior es la ionosfera.

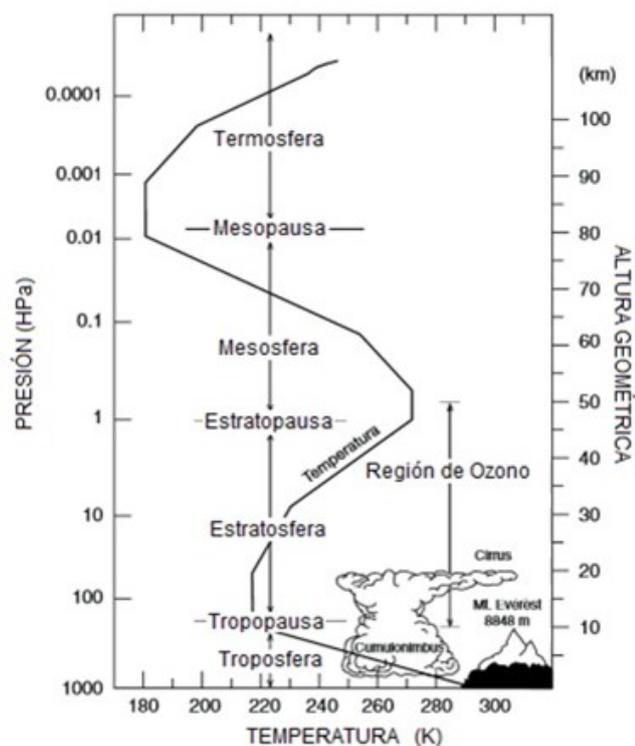


Figura 1.2: Representación esquemática de la estructura térmica de la atmósfera con sus diferentes capas. Original de Brasseur and Solomon (2005).

La capa atmosférica más baja es la tropósfera, en la cual la composición es uniforme y la temperatura generalmente decrece con la altura. La emisión y absorción de radiación infrarroja por moléculas, como las de vapor de agua, (CO_2), y ozono, proporcionan una transferencia eficiente de calor entre las diferentes capas de esta región. La

transferencia radiactiva conduce a un decrecimiento de la temperatura con la altura, pero la convección impide que el gradiente negativo de temperatura, exceda un valor límite, alrededor de 10 K/km. A fines del siglo XIX, los experimentos demostraron la existencia de una región aproximadamente isotérmica, que empezaba a los 11 km en latitudes medias. Desde entonces se conoce a esta región como estratósfera, y su base es la tropopausa, techo de la troposfera.

Experimentos de propagación de sonido en la atmósfera, por encima de las estratósfera, sugirieron la existencia de una inversión de temperatura, al refractarse las ondas de sonido en la atmósfera superior. Se sabe en realidad, que tal inversión es originada por la presencia de una capa de ozono en la atmósfera. Aunque es un constituyente menor, que contribuye solamente en unos pocos millonésimos a la presión total en superficie, su presencia es muy importante. Dicha capa absorbe toda la radiación ultravioleta (UV) solar de $\lambda < 290$ nm y en forma parcial la de λ entre 290 y 360 nm. La atmósfera se calienta debido a esta absorción, y adicionalmente la superficie de la Tierra queda protegida de la radiación ultravioleta letal. Esta región de elevada temperatura se conoce como mesósfera. Para la misma no parece existir un borde inferior bien definido (estratopausa), pero sí un nítido borde superior (mesopausa), entre los 80 y 85 km, siendo éste el nivel más frío de toda la atmósfera (180 K). El calor fluye hacia este nivel por conducción, desde las capas superiores y es perdido por radiación en el infrarrojo y en luminiscencia visible, y por transporte hacia la mesósfera debido a circulación de vientos. La existencia de un mínimo de temperatura surge de la falta a esa altura (80 a 85 km), de un fuerte mecanismo de calentamiento. El ozono, que podría originar ese mecanismo, no puede existir en ese nivel o a mayores alturas, pues es rápidamente destruido por reacciones fotoquímicas.

En la termósfera la temperatura incrementa con la altura, en especial debido a la mayoría del calor liberado allí, es extraído por conducción hacia abajo. Finalmente en la termósfera superior la conductividad del calor es tan buena que la región se mantiene en una condición aproximadamente isotérmica y a una temperatura relativamente elevada (1000 - 2000 K). En la exósfera, que es termósfera superior en parte, las colisiones entre moléculas son tan poco frecuentes que las partículas neutras se mueven en órbitas balísticas sujetas solamente a la gravedad, mientras que las partículas ionizadas están controladas por el campo magnético.

La ionósfera se puede definir como la parte de la atmósfera superior donde los iones y electrones están presentes en cantidades suficientes como para afectar la propagación de ondas de radio. Se extiende hacia abajo hasta quizás unos 50 km. Sus diversas partes se distinguen con los símbolos D, E, F1 y F2. No existe límite superior bien definido,

sino que se introduciría en/o incluiría la heliósfera, donde el helio tanto neutro como ionizado es un constituyente importante, y la protonósfera, compuesta principalmente de hidrógeno ionizado.

1.4. El entorno geoespacial

La atmosfera superior en general es muy sensible a las erupciones solares. Aunque el viento solar no penetra hasta el suelo los comportamientos más notables en la atmosfera son directamente atribuibles a las variaciones del viento solar y su campo magnético. En estos niveles superiores (100 km) penetran las emisiones ultravioleta y rayos X que emanan del Sol, fotones que son suficientemente energéticos para disociar y para ionizar el material atmosférico, alterando así la composición de la atmósfera (Hargreaves, 1992). Por lo tanto, se podría esperar que partículas del viento solar afecten el campo geomagnético directamente mediante la formación de una onda de choque de 2-3 Radios Terrestres (R_T); ($R_T = 6,37 \cdot 10^3$ km es el radio terrestre medio) por delante (Walt, 1994). Al acercarse a la Tierra, el viento solar interactúa con el campo geomagnético que la confina. El campo está encapsulado en el lado diurno a una distancia de entre 5 y 10 R_T y se extiende por cientos de R_T en el lado nocturno. Esta región ha sido designada como la magnetosfera de la Tierra, cubierta exterior del sistema Tierra (o geosfera: región del espacio en la cual el medio está vinculado físicamente con el planeta Tierra). Desde el centro de la Tierra hasta algunos kilómetros sobre la superficie, el enlace lo realizan las fuerzas gravitatorias, por encima de la ionosfera hasta el límite de la magnetosfera las fuerzas son principalmente magnéticas. Como toda magnetosfera, la terrestre surge entonces de la interacción del viento solar, con un cuerpo magnetizado, la Tierra. La forma y tamaño de la magnetosfera no sólo dependen de la velocidad y la densidad del viento solar, sino también de la magnitud y dirección del campo magnético interplanetario CMI (Alperovich and Fedorov, 2007). La cavidad de la magnetosfera se extiende, en el sentido contrario al Sol, a favor del viento solar en una larga cola, la cola magnética, donde se producen procesos de plasma de gran importancia para las regiones geoespaciales (Hargreaves, 1992). Su límite anterior es determinado por el equilibrio entre la presión magnética adentro: $B^2/2\mu_0$ (en MKS racionalizado) y la presión cinética: ρv^2 (ρ = densidad másica) del plasma incidente (Roederer, 2012). Se extiende desde la ionosfera hasta unos 10 R_T por el lado que da al Sol y en el lado opuesto, en la dirección antisolar, puede llegar hasta varios miles de R_T .

Entre la magnetosfera y el viento solar se encuentra la magnetopausa, donde la energía es acoplada en la magnetosfera desde el viento solar, y aquí se determina gran

parte del comportamiento de la magnetosfera y de la ionosfera en altas latitudes. Dado que el viento solar es supersónico, un arco de choque se forma delante de la magnetopausa, el cual indica al viento solar la presencia de la Tierra. A través de este arco de choque el plasma del viento solar es frenado y comprimido (ver Fig. 1.3). La región entre el arco de choque y la magnetopausa ha sido denominada vaina magnética, y está compuesta por plasma subsónico y campo magnético turbulento. En la magnetosfera nocturna se observa un manto de plasma adyacente.

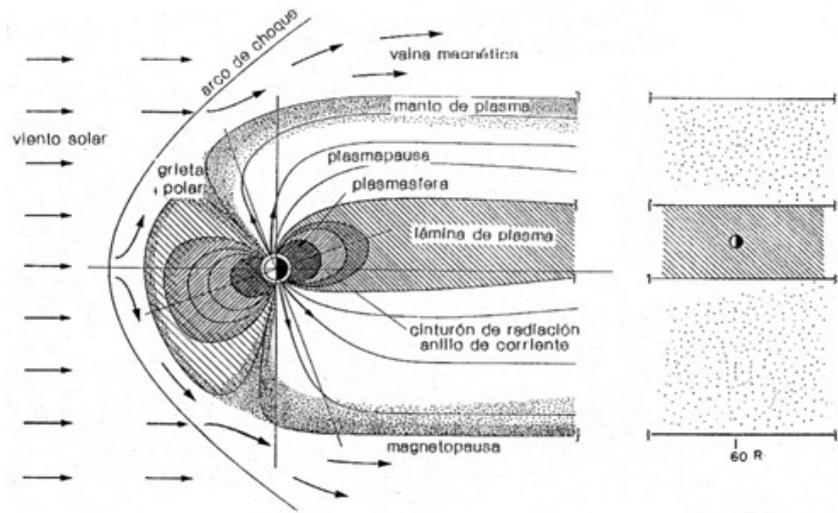


Figura 1.3: Esquema de la magnetosfera de la Tierra (Akasofu and Lepping, 1977).

Dentro de la magnetosfera, hay una región especial de plasma frío, la plasmasfera, limitada por la plasmopausa. Esta importante región corrota con la Tierra y es considerada como una extensión de la ionosfera. La concentración de plasma frío (de 0 a 100 eV originados en la ionosfera) dentro de la plasmasfera disminuye monótonamente con la distancia radial R en el plano ecuatorial de 10^4 cm^{-3} en $R=1,2 R_T$ hasta $10^3\text{-}10^2 \text{ cm}^{-3}$ en el límite interior de la plasmopausa. La distancia geocéntrica de la plasmopausa es controlada por la actividad magnética y solar y fluctúa entre aproximadamente $6 R_T$ para una magnetosfera tranquila y $3 R_T$ para condiciones perturbadas (Alperovich and Fedorov, 2007).

1.5. Tormenta geomagnética

Sydney Chapman (1888-1970) fue el primero que estableció el concepto de tormenta geomagnética (Akasofu, 2007). Los eventos de acoplamiento de energía del viento solar con la magnetosfera, más energéticos y de mayor duración, generan las conocidas tormentas geomagnéticas. Las condiciones de tormenta pueden durar desde varias horas

hasta varios días, y a veces una nueva tormenta comienza antes que la magnetosfera se haya recuperado por completo de la perturbación anterior.

Una tormenta geomagnética es un intervalo de tiempo en el cual un campo eléctrico interplanetario de convección suficientemente intenso y persistente conduce, a través de una importante energización del sistema magnetosfera–ionosfera, a un anillo de corriente fuertemente intensificado capaz de exceder algún umbral de la cuantificación del índice Dst del período de tormenta (Gonzalez et al., 1994).

Entre todos los índices geomagnéticos, el índice Dst es probablemente el que registra con mayor precisión las variaciones de la corriente de anillo ecuatorial. El índice geomagnético Dst fue introducido por Sugiura (1964) para proveer una medida de la intensidad del anillo simétrico de corriente. Su sigla proviene de las palabras en inglés “Disturbance storm time” y se expresa en unidades de inducción magnética, nT. Las tormentas más intensas se manifiestan durante el máximo del ciclo solar y en su fase de descenso. En el momento que una tormenta sucede, la conectividad de las líneas de campo magnético cambia, dando lugar a una “reconexión” magnética. La reconexión magnética puede ocurrir en las latitudes bajas en la cara de día, así como en altas latitudes y en la cola magnética distante, la cual es la región de la física de las subtormentas aurorales (Mironova et al., 2015). Las tormentas magnéticas generalmente se dividen en tres fases según el valor indicado por el Dst: fase inicial (Dst aumenta con valores positivos); la fase principal (Dst puede alcanzar valores negativos muy altos) y la fase de recuperación (Dst regresa gradualmente al nivel normal). Según la terminología de Chapman and Sugiura (1960) se llaman tormentas intensas a aquellas con un pico de Dst de -100 nT o menor; tormentas moderadas son aquellas con un Dst entre -50 nT y -100 nT; y tormentas débiles las que tienen un Dst entre -30 nT y -50 nT. Tsurutani et al. (2007) confirman el nombre de supertormenta a un evento con índice Dst menor a -250 nT.

Química y transporte

2.1. Introducción

Los procesos químicos y dinámicos de las especies químicas en la atmosfera determinan su distribución. Su transporte está fuertemente limitado por la densidad de la estratificación (fuerza gravitacional), que contrarresta desplazamientos verticales, y por la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis), obstáculo contra desplazamientos meridionales. La concentración de un compuesto químico dependerá de sus velocidades de formación y destrucción y si éstas son comparables a la velocidad por la que es afectado en su dinámica.

El presente capítulo se dirige hacia una comprensión de los efectos sobre las especies químicas de la atmosfera media (desde alrededor de los 20 km hasta cerca de los 100 km) producidos por la precipitación de partículas energéticas, PPE (energetic particle precipitation, EPP), que incluyen la precipitación de electrones energéticos, PEE (energetic electron precipitation, EEP), y los eventos protónicos solares, EPSs (solar proton events, SPEs). Los rayos cósmicos, RC (cosmic rays, CR) también son partículas y se han hecho avances significativos en su campo, pero como sus efectos están centrados en la baja atmosfera debido a sus energías muy altas (Seppälä et al., 2014), no serán abordados en este trabajo.

En la alta estratosfera y la mesosfera los niveles de ionización se incrementan cuando ingresan protones y electrones, aquí estudiamos los originalmente provenientes del Sol. El aumento de la ionización debido a la precipitación de partículas energéticas, PPE, conduce a la producción de óxidos de nitrógeno ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) e hidrógeno impar ($\text{HO}_x = \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$), gases reactivos que tienen un importante rol en el balance del ozono en la atmosfera media (Brasseur and Solomon, 2005).

La pérdida de ozono causada por eventos de protones solares se observó inicialmente, en 1969, mediante mediciones de cohetes, pero el estudio de las variaciones en el contenido de ozono, y de sus fuentes de producción y pérdida, comenzó en tiempos más recientes, en 1985, después del descubrimiento de la importante reducción en la

concentración de ozono en la zona de la atmósfera terrestre llamada “agujero de ozono” sobre la Antártida (Seppälä, 2007).

A mediados de la década del 70, los eventos de protones solares se relacionaron con la producción atmosférica de óxido nítrico (NO) y la destrucción del ozono (O_3), pero los primeros grandes eventos de protones solares se produjeron en octubre y noviembre de 2003, y entonces se volvió de gran interés el fuerte impacto del forzamiento de las partículas en la atmósfera. En los últimos años la comunidad científica le dio mucha importancia a todas las fuentes que contribuyen al equilibrio de ozono en la atmósfera y el clima global. Una de estas fuentes es el nitrógeno impar (odd nitrogen)

$$NO_y = N + (NO + NO_2) + NO_3 + 2N_2O_5 + HNO_3 + HO_2NO_2 + ClONO_2 + BrONO_2 \quad (2.1)$$

Al nitrógeno impar también lo podemos encontrar expresado de la siguiente manera:

$$NO_y = NO_x + NO_3 + 2N_2O_5 + HNO_3 + HO_2NO_2 + ClONO_2 + BrONO_2$$

donde $NO_x = N + NO + NO_2$ (ver Sec. 2.2.3).

En la Fig. 2.1 se muestra una esquematización de la ionización debida a la PPE que conducen a la producción de nitrógeno impar (NO_y), e hidrógeno impar (HO_x). Los principales efectos en la atmósfera inferior parecen estar limitados a la estación de invierno, centrándose en las regiones polares (Seppälä et al., 2014).

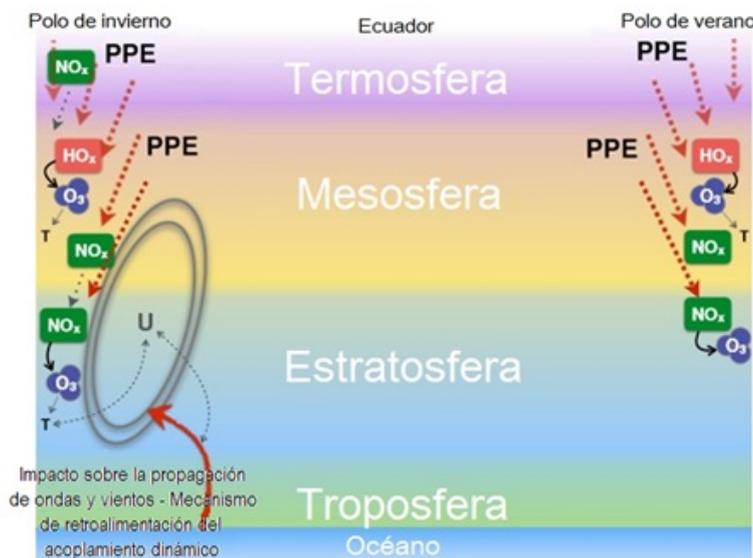


Figura 2.1: Principales efectos directos e indirectos de la PPE (incluyendo la PEE y los EPS). Con líneas de puntos grises se muestran los procesos de transporte, mientras que los mecanismos de acoplamiento se indican con líneas de trazos grises. Los impactos químicos directos se muestran con flechas negras. Original de Seppälä et al. (2014).

A continuación se desarrolla la química relacionada al balance de ozono en la estratosfera superior y la mesosfera. Se hace una introducción de la química del ozono

y a continuación se discute el rol del oxígeno puro, del nitrógeno impar y del hidrógeno impar en el balance del ozono. Otros gases relevantes para el balance general del ozono en la estratosfera, son las especies de cloro y bromo. Se encuentra en estudio si son significativamente afectadas por la precipitación de partículas energéticas (Brasseur and Solomon, 2005), por lo cual no se tratará en este trabajo.

2.2. Química del ozono en la atmosfera media

2.2.1. El ozono

Mediante la absorción de la energía solar en longitudes de ondas más cortas que 320 nm, la biosfera queda protegida de la radiación solar nociva. La primera teoría de la formación y destrucción del ozono estratosférico que implica sólo reacciones de oxígeno fue presentada por el geofísico británico S. Chapman en una conferencia científica que tuvo lugar en Francia en 1929 (Brasseur and Solomon, 2005), fue el primer intento de explicar la presencia de la “capa de ozono” en la estratosfera inferior. Las reacciones (2.4), (2.5), (2.6) y (2.8) forman parte de su teoría.

2.2.2. Química del oxígeno impar, O_x

En la atmósfera media (estratosfera-mesosfera-baja termosfera) la química relacionada con el ozono frecuentemente se considera a través de la familia oxígeno impar, definida como

$$O_x = O + O_3 \quad (2.2)$$

A esta familia la componen: el estado fundamental del oxígeno $O(^3P)$, el primer estado excitado del oxígeno $O(^1D)$, y el ozono molecular O_3 . Algunos autores la detallan así:

$$O_x = O(^3P) + O(^1D) + O_3 \quad (2.3)$$

En la fotólisis o foto—disociación la energía para una reacción química es provista por un fotón solar incidente que es absorbido por la molécula reactiva. Es un proceso fotoquímico iniciado por la absorción de un fotón (quantum de energía electromagnética) por una molécula, lo que lleva a la transición de la molécula a un estado electrónicamente excitado (convencionalmente denotado por el superíndice *), generalmente inestable,

por lo que es seguido de disociación, ionización, fluorescencia o transferencia de energía intramolecular o intratómica. También puede ser desactivada o “quencheada” (quenched, en inglés) por un tercer cuerpo o reaccionar con una molécula, con transferencia de energía intermolecular (Brasseur and Solomon, 2005).

Las principales reacciones que producen oxígeno atómico son la fotólisis (o foto–disociación) del oxígeno molecular (O_2) por fotones ultravioleta de longitud de onda inferior a aproximadamente 240 nm (Brasseur and Solomon, 2005); (Andrews, 2010):



y la fotólisis o foto–disociación del ozono (O_3), la reacción rápida:



que conduce a la formación de átomos de oxígeno, y dependiendo de la longitud de onda del fotón produce oxígeno en el estado fundamental, $O(^3P)$: con $\lambda \geq 320$ nm (UV-A), o en su primer estado excitado, $O(^1D)$: con $\lambda < 320$ nm (UV-B) (Brasseur and Solomon, 2005). A medida que el oxígeno molecular se fotoliza, se produce durante la noche un valor máximo de ozono llamado “primario” a los 30 km de altura y un máximo “secundario” cerca de los 90 km en rangos de longitud de onda ultravioleta determinadas (ver Secc. 3.4]. La fotólisis del ozono es por fotones de longitudes de onda menores que 1180 nm (Andrews, 2010). En esta reacción, la (2.5), también se forman moléculas de oxígeno [ver más adelante]. Los átomos de oxígeno producto de estas reacciones (2.4) y (2.5) pueden recombinarse en alguno de los siguientes procesos de tres cuerpos:

1. el único mecanismo conocido que conduce a la formación de ozono en la atmosfera, la reacción rápida:



donde M es una molécula arbitraria del aire. Las dos reacciones, (2.5) y (2.6), determinan la distribución entre O y O_3 dentro de oxígeno impar (O_x);

2. la combinación de dos átomos de oxígeno, uno de los mecanismos de pérdida del oxígeno atómico:



(significativa sólo en la termosfera, donde la concentración de oxígeno atómico es grande); y

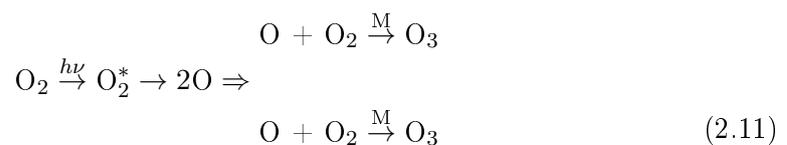
3. la recombinación del oxígeno atómico con el ozono, otro mecanismo de pérdida del oxígeno atómico:



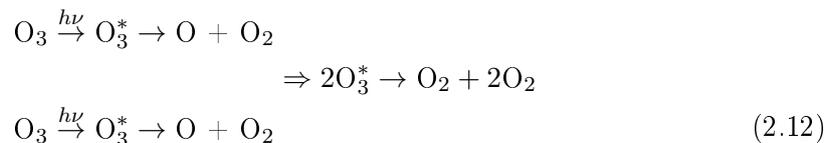
que conduce a la formación de dos moléculas de oxígeno. La reacción (2.8) es lenta y depende fuertemente de la temperatura, proporciona una pérdida tanto para el oxígeno atómico como para el ozono. El oxígeno atómico en su estado fundamental, $\text{O}(^3\text{P})$, además de combinarse con el ozono también se combina con el hidropéroxido (HO_2) y el dióxido de nitrógeno (NO_2) para la formación de moléculas de oxígeno:

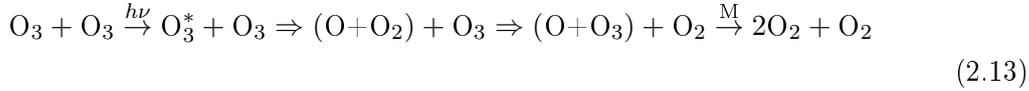


Andrews (2010) hace notar en su libro «An introduction atmospheric physics» que el efecto neto de las reacciones (2.4) y (2.6) es producir ozono a partir de oxígeno molecular:

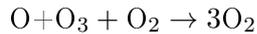
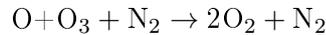
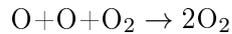
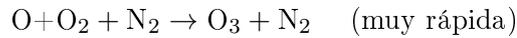


mientras que el efecto neto de las reacciones (2.5) y (2.8), es de manera inversa, destruir ozono:





Las reacciones (2.6) a (2.10) requieren un tercer cuerpo o moléculas (M) con el cual reaccionar, mayormente estas moléculas son nitrógeno molecular N_2 u oxígeno molecular O_2 :

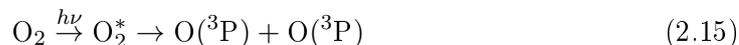


y de este modo son dependientes de la presión atmosférica. Como la presión decrece en la mesosfera superior y en la baja termosfera, las reacciones que existen allí se vuelven más lentas, resultando en una mayor acumulación y un tiempo de vida más largo para el O en alturas elevadas, el cual sería un buen parámetro de estudio para los efectos de la PPE en ese nivel de estratificación. En la estratosfera la variación diurna de O_3 es despreciable debido al corto tiempo de vida químico del oxígeno atómico.

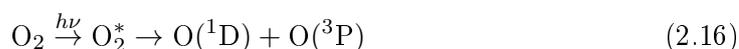
Durante la noche no hay producción de átomos de oxígeno (O) [Reacc. (2.4) y (2.5)], y el oxígeno atómico existente es convertido a O_3 por la reacción rápida (2.6). Conjuntamente con la Reacc.(2.6), esto resulta en mayor acumulación del O_3 durante la noche en la mesosfera y la baja termosfera, ya que la Reacc. 2.8 de destrucción de ozono, son lentas.

Por otro lado, la foto-disociación (o fotólisis) del oxígeno molecular (2.4) puede ocurrir tanto en la parte alta de la atmosfera media, en la estratosfera, como a alturas tan bajas como 20 km (Brasseur and Solomon, 2005).

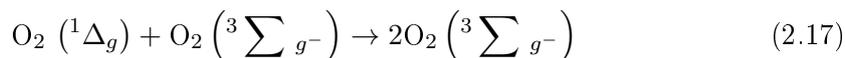
Por fotólisis del oxígeno molecular también pueden producirse átomos de oxígeno en su estado fundamental:



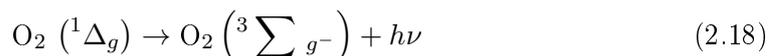
con $\lambda > 175,9$ nm. Además de átomos en su estado fundamental, pueden ser producidos algunos átomos de oxígeno en su primer estado excitado, $\text{O}({}^1\text{D})$ por fotólisis del oxígeno molecular con $\lambda < 175,9$ nm:



Ahora bien, cuando el oxígeno molecular está en el estado excitado ${}^1\Delta_g$, este puede ser desactivado por colisión, “quenching colisional o dinámico”, con moléculas de oxígeno en el estado fundamental $\text{O}_2({}^3\sum g^-)$:



(relación permitida pero dificultosa según normas básicas de los procesos radiactivos). O puede relajarse radiativamente emitiendo un fotón (fluorescencia) en el infrarrojo en $\lambda = 1270$ nm



(proceso desfavorable porque implica un cambio en el spin y la transición de $g \rightarrow g$). De este modo su probabilidad es relativamente baja, lo cual se refleja en una constante de tiempo para el decaimiento radiactivo de al menos 1 hora. Según Brasseur and Solomon (2005), de estas emisiones se puede deducir que, el oxígeno atómico en su primer estado excitado $\text{O}({}^1\text{D})$ es rápidamente desactivado (quenched) por colisión con N_2 u O_2 :



y, en la termosfera, por colisión con el oxígeno atómico en estado fundamental



En la Fig. 2.2 se presentan las reacciones principales dentro de la familia del oxígeno impar.

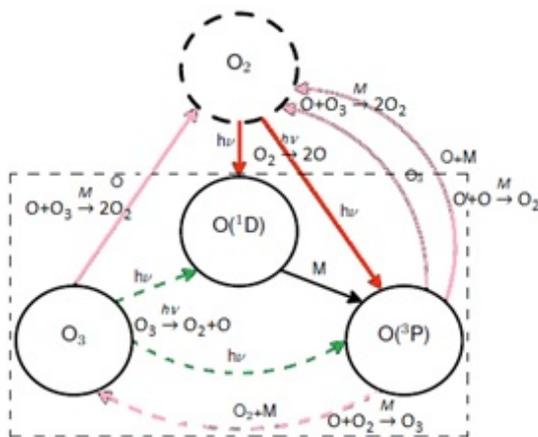


Figura 2.2: Principales reacciones de las especies químicas de la familia O_x demarcada con un rectángulo en líneas de trazos. El círculo discontinuo representa la molécula fuente de O_x . Note que la fotodisociación del O_3 también produce O_2 [Reacc.(2.5)]. [Original de (Seppälä, 2007), basado en Shimazaki (1984)].

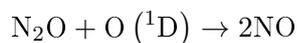
En la Fig. 2.3 se esquematiza el ciclo químico que afecta las especies del oxígeno impar (encuadradas en líneas de trazos) en la estratosfera.

El oxígeno atómico en su primer estado excitado puede también reaccionar a mayores alturas en la mesosfera y la baja termosfera con el ozono; y con otros compuestos químicos, que incluyen vapor de agua (H_2O)



2.2.3. Química de los óxidos de nitrógeno, NO_x

El NO_x , gases N, NO y NO_2 , se forman principalmente en la estratosfera a través de la reacción



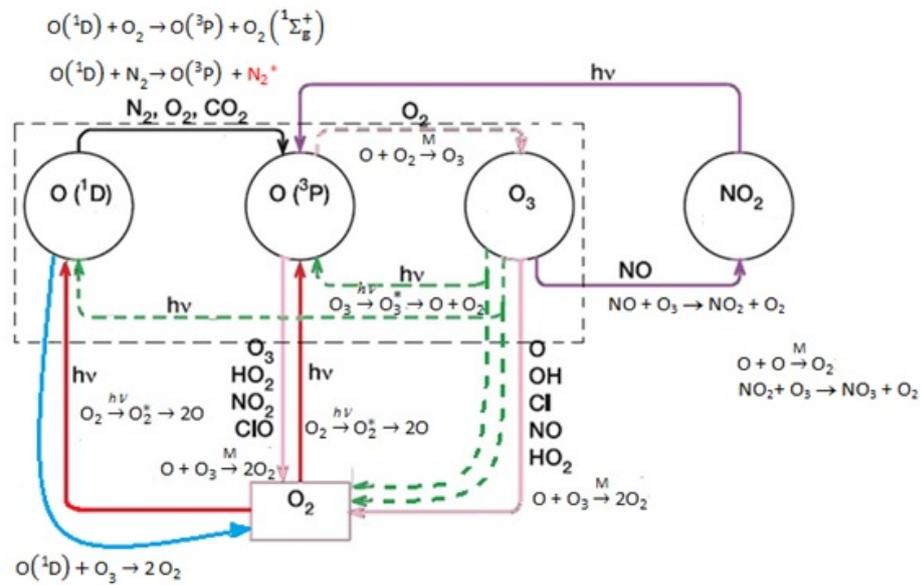


Figura 2.3: Ciclo químico que afecta las especies del oxígeno impar (encuadradas en líneas de trazos) en la estratosfera. Las flechas representan los flujos de reacción entre los diferentes compuestos (24 hs de condiciones globales promedio). El dióxido de nitrógeno (NO_2) se identifica como un reservorio de oxígeno impar [original de Brasseur and Solomon (2005)].

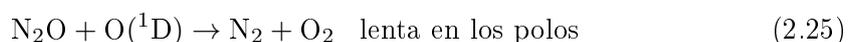
que será vista en detalle más adelante, y en la termosfera tanto por fotodisociación como por fotoionización del nitrógeno molecular (N_2). El nitrógeno molecular (N_2) es particularmente estable ya que no se puede foto-disociar debajo de la mesopausa (~ 80 km).

La precipitación de partículas energéticas causaría vía cascada de procesos de disociación, ionización y recombinación, en la termosfera y la mesosfera, un incremento de óxidos de nitrógeno ($NO_x = N + NO + NO_2$), donde (N) es nitrógeno atómico, (NO) es óxido nítrico y (NO_2) es dióxido de nitrógeno, presentes en la atmósfera media (desde alrededor de los 20 km hasta cerca de los 100 km).

La presencia en la estratosfera de éstos óxidos, N, NO y NO_2 , es debido a la ionización del nitrógeno molecular (N_2):



La reacción (2.24) es importante especialmente en las regiones polares, donde la oxidación del óxido nitroso (N_2O) es lenta:



Estos óxidos también pueden ser inyectados en la estratosfera inferior por los motores de las aeronaves, pero aquí estos efectos no serán considerados.

El nitrógeno atómico reacciona rápidamente con el oxígeno molecular (O_2) para formar óxido nítrico (NO),



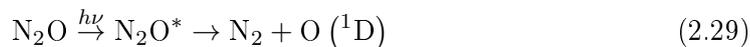
El óxido nítrico (NO) se forma en la estratosfera, como se dijo al inicio de esta sección, principalmente por disociación del óxido nitroso (N_2O) por reacción con un átomo de oxígeno excitado en el primer estado (1D):



El mecanismo de destrucción del óxido nítrico (NO):



por reacción de tercer cuerpo es generalmente despreciable. El óxido nitroso (N_2O) está presente en toda la troposfera (y es inyectado en la estratosfera inferior). El tiempo de vida global del óxido nitroso se estima en aproximadamente 120 años. El (N_2O) es constantemente destruido principalmente por fotólisis (o foto-disociación) en longitudes de onda $\lambda \leq 200$ nm



y la reacción de producción



es extremadamente lenta por lo que la producción *in situ* de N_2O en la estratosfera es insignificante.

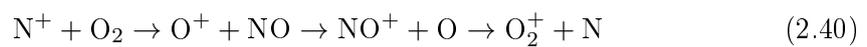
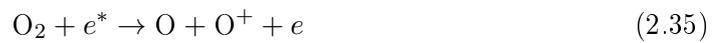
En la termosfera los átomos de nitrógeno se forman a través de la foto-disociación del N_2 con $80 \text{ nm} < \lambda < 125 \text{ nm}$



y de la foto-ionización del nitrógeno molecular



Por la precipitación de partículas energéticas también se produce NO_x en la estratosfera, tanto por ionización mediante electrones secundarios como por disociación de la molécula de nitrógeno (N_2) y de la molécula de oxígeno (O_2)



las cuales resultan en los iones positivos O_2^+ , N^+ , O^+ , NO^+ .

Las reacciones de estos iones conducen a la formación tanto de átomos de nitrógeno excitado $N(^2D)$ como de nitrógeno en su estado fundamental $N(^4S)$ (Seppälä, 2007).

En la baja termosfera, los nitrógenos excitados $N(^2D)$ reaccionan con O_2 para formar NO en la reacción



que proporciona un camino significativo para la producción de NO.

El óxido nítrico (NO) y el dióxido de nitrógeno (NO_2) están en equilibrio fotoquímico durante el día debido a los mecanismos de conversión rápida: el NO producido se convierte en NO_2 por reacción con ozono (O_3)



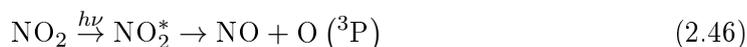
Como nota al margen, Bower et al. (1994) observaron en la troposfera que con bajos niveles de ozono (<30 ppb), el NO_2 es generado de la siguiente manera:



El NO_2 formado según la Reacc. 2.43 es rápidamente convertido de nuevo en NO ya sea en reacción con el oxígeno atómico (O)



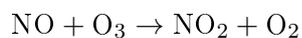
o por fotólisis ($\lambda < 405$ nm)



A medida que estos ciclos avanzan, grandes cantidades de ozono pueden ser destruidas catalíticamente (Brasseur and Solomon, 2005)[Reaccs. (2.50) y (2.58)]

Durante la noche, cuando poco oxígeno atómico está disponible, y las reacciones anteriores no son efectivas, todo el NO es rápidamente convertido a dióxido de nitrógeno (NO_2) por reacción con el ozono después de la puesta del Sol [Reac. (2.43)].

En la estratosfera superior y por encima, la pérdida de NO es principalmente a través de fotodisociación [Reac. (2.47)]



2.43



Por la noche el NO_5 podría reaccionar con el vapor de agua produciendo ácido nítrico.



En la ausencia de precipitación de partículas energéticas, la fotodisociación del NO por la radiación solar de Lyman- α en 121,6 nm provee la fuente principal de electrones en la mesosfera y la baja termosfera. Esto también conduce a la formación de la capa ionosférica D localizada entre los 50 y 100 km, aproximadamente. La radiación solar de Lyman- α es una importante fuente de ionización en la región D nocturna. A causa de

la conexión directa entre la cantidad de NO y la densidad de electrones, las técnicas de medición, tales como ondas de radio, que utilizan la capa de electrones D puede ser usada para observar indirectamente cambios en la densidad de NO en la capa D.

El NO_x de la noche polar

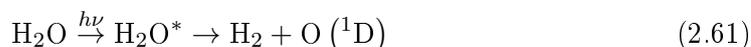
En la atmosfera media aproximadamente por debajo de los 70 km el óxido nítrico (NO) es rápidamente convertido a dióxido de nitrógeno (NO₂) [Reacc.(2.28)] después de la puesta del Sol. Por arriba de los 70 km, sin embargo, el tiempo de vida fotoquímico del NO₂ es solamente del orden del segundo tanto en condiciones de día como de noche [Reaccs.(2.43),(2.49) y (2.46)] (Shimazaki, 1984). De este modo el NO_x (familia más extensa del nitrógeno impar NO_y), definido anteriormente como la suma de todas las especies que contienen nitrógeno excepto el N₂ (Ec.2.1) con tiempo de vida relativamente largo, producido por la precipitación de partículas energéticas, principalmente en la forma de (N + NO) en la mesosfera y por encima de ella (Brasseur and Solomon, 2005).

La eliminación definitiva de NO_y es por el transporte de la troposfera, donde el ácido nítrico (HNO₃) se elimina rápidamente por la deposición.

El nitrógeno impar o NO_y, es producido a grandes alturas por tormentas solares o por los mismos mecanismos que producen las auroras de altas latitudes, y pueden en el transcurso del tiempo ser transportados a la estratosfera, con la ayuda de la dinámica. En la estratosfera el nitrógeno impar es capaz de influir en el equilibrio del ozono a través de la química (Crutzen, 1970), un descubrimiento que, en parte, llevó a Crutzen al Premio Nobel en Química en 1995.

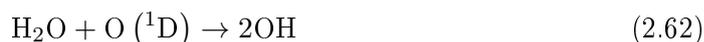
2.2.4. Química del hidrógeno impar, HO_x

Para el equilibrio del oxígeno impar (O_x = O + O₃), particularmente en la mesosfera, es importante la familia química conocida como hidrógeno impar (HO_x) constituida por el hidrógeno atómico (H), el hidroxilo (OH) y el hidroperóxido (HO₂), gases altamente reactivos, radicales de hidrógeno. La principal fuente de HO_x en la mesosfera y capas superiores (por arriba de los 60 a 70 km de altura) es la fotólisis (o fotodisociación por absorción de luz UV) del vapor de agua:

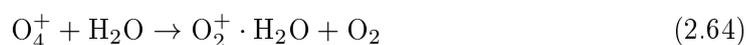


que dependiendo de la longitud de onda del fotón produce, por ejemplo, hidrógeno atómico (H) e hidroxilo (OH) con $\lambda < 200$ nm, o hidrógeno atómico (H_2) y oxígeno en su primer estado excitado, $O(^1D)$ con $\lambda < 147$ nm.

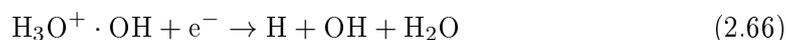
En la estratosfera y en la baja mesosfera el HO_x se forma en la reacción de vapor de agua con el átomo de oxígeno en su estado fundamental $O(^1D)$:



También se produce HO_x debido a la precipitación de las partículas energéticas: la producción inicial de pares de iones es seguida por la formación y las reacciones de los “clusters” de iones de agua que dan lugar a la producción de hidrógeno impar, HO_x . A continuación se presenta brevemente la química de iones complejos (dos o más componentes unidos) involucrados en este proceso. En la Fig. 2.5 se presenta un esquema más completo de la química de los iones positivos responsable de la producción de hidrógeno impar en la región D de la ionosfera (Brasseur and Solomon, 2005). Los iones O_2^+ producidos reaccionan para formar iones O_2^+ , H_2^+ a través de las reacciones:



Los iones hidratados que se forman reaccionan en alguno de los siguientes ciclos para producir HO_x :



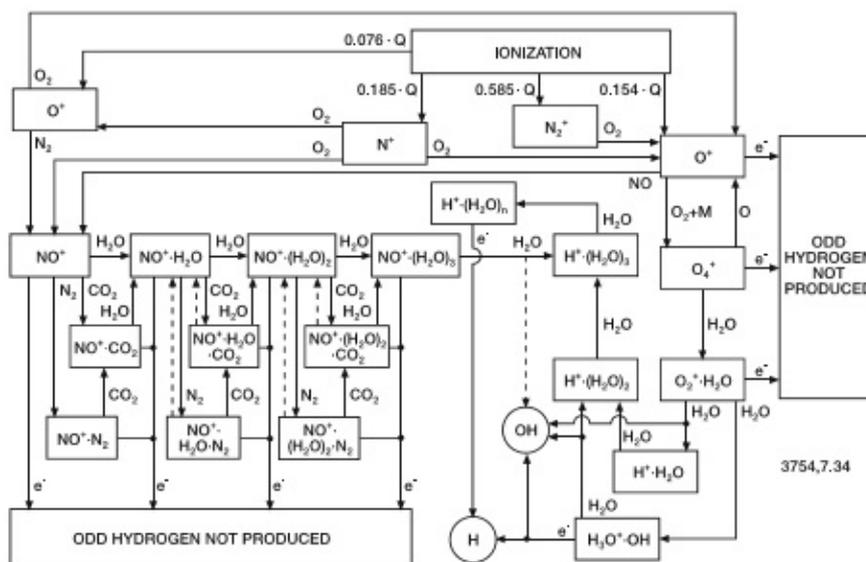
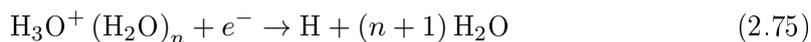
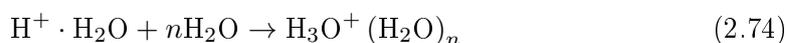
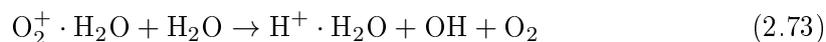
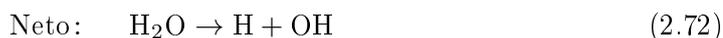
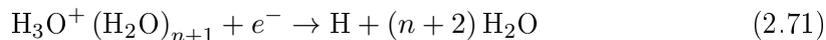
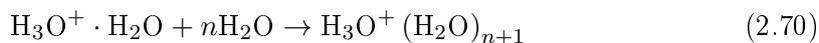


Figura 2.5: Diagrama esquemático de la química iónica que conduce a la producción de hidrógeno impar (Solomon et al., 1981).

Los radicales HO_x son muy reactivos y por lo tanto tienen un tiempo de vida químico muy corto en la atmósfera; por debajo de los 80 km el tiempo de vida de la

familia HO_x es del orden de minutos a horas. Como resultado, la distribución HO_x es independiente de los procesos de transporte. Por encima de 80 km, el tiempo de vida químico del HO_x crece, pero debido a que hay una baja cantidad de vapor de agua, la concentración de HO_x en estas alturas es también pequeña.

Los ciclos catalíticos del HO_x afectan el equilibrio del ozono principalmente en la estratosfera superior y por encima de ella, ya que incluyen reacciones con el oxígeno atómico. Algunas de las reacciones dentro de la familia HO_x se muestran en la Fig. 2.6.

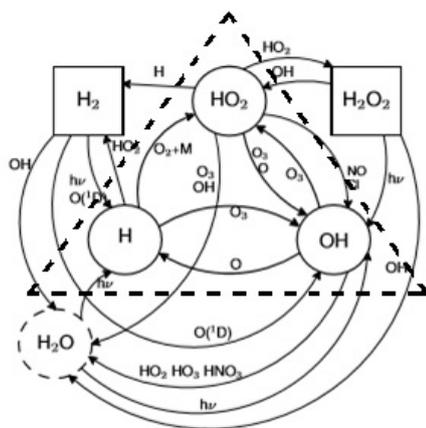


Figura 2.6: Principales reacciones químicas de los compuestos del HO_x . El círculo con guiones representa la molécula fuente de HO_x y los cuadrados los reservorios de HO_x (Basado en la Figura 5.3 de Shimazaki (1984) en Seppälä (2007)).

Los ciclos catalíticos más importantes que destruyen el oxígeno impar ($\text{O}_x = \text{O} + \text{O}_3$) son:



y





Estos ciclos de reacción rápida participan en la pérdida de ozono por encima de los 40 km.

Otros ciclos de reacción del HO_x que afectan el O_x en la estratosfera media y superior y en la mesosfera son:



Dinámica y transporte

3.1. Introducción

La distribución de la mayoría de las especies químicas constituyentes de la atmósfera media responde a procesos tanto químicos como dinámicos. En particular, cuando las velocidades de formación y destrucción de un compuesto químico son comparables a la velocidad a la que se ve afectado por los procesos dinámicos, el transporte desempeña un papel importante en la distribución de un constituyente. En la atmósfera terrestre el transporte de las especies químicas está fuertemente condicionado por la densidad de estratificación (fuerza gravitacional), resistencia a desplazamientos verticales y por la rotación de la Tierra (fuerza de Coriolis), barrera contra los desplazamientos meridionales. La dinámica de fluidos geofísicos (la geohidrodinámica) describe como se producen los movimientos atmosféricos dentro de estas limitaciones. En la distribución de ciertas especies químicas de la atmósfera, como el ozono, también puede influir la energía que el sistema terrestre recibe del Sol e irradia hacia el espacio exterior como luz invisible (radiative budget), que afectan las temperaturas y los patrones de flujo. Por lo tanto, el estudio de la dinámica de fluidos y la meteorología se intersecta mucho con los de la química atmosférica (Brasseur and Solomon, 2005).

El transporte se produce en una diversidad de escalas espaciotemporales. En los modelos atmosféricos, se suele distinguir entre los movimientos que pueden resolverse en la retícula numérica del modelo (a menudo llamada advección a gran escala) y los procesos a escala de sub-rejilla (tales como la difusión molecular o el mezclado turbulento) que a menudo se parametrizan por coeficientes de difusión. En este capítulo se realiza una descripción general de los procesos dinámicos y de transporte en la atmósfera media, sin proporcionar una descripción detallada de la meteorología dinámica, dirigida a la comprensión de los efectos de la dinámica atmosférica sobre los constituyentes químicos.

3.1.1. El jet polar nocturno

En el invierno polar el transporte en la atmósfera media está determinado en gran parte por el “vórtice polar”. Cerca del límite de la noche polar, amplios gradientes de temperatura conducen a la formación del “jet polar nocturno”. Se trata de un fuerte viento que se desplaza cerca del círculo polar donde la radiación solar entrante disminuye a cero en el solsticio de invierno, y que circula alrededor de un núcleo de aire polar el cual se enfría bruscamente (Hoskins and James, 2014). Como se muestra en la Fig.(3.1), el “jet polar nocturno” se dirige hacia el este (westerly en inglés). Los vientos en el jet polar nocturno, que alcanzan un valor máximo de aproximadamente 80 m/s cerca de los 60 km de altura, actúan como una barrera de transporte entre el aire polar y el de latitudes medias, bloqueando el transporte meridional y produciendo el aislamiento del aire en la estratosfera polar: el llamado vórtice polar. El aislamiento (del aire frío) en las regiones polares, y en concreto el de la baja estratosfera de la Antártida durante el invierno, es un factor importante para explicar la formación del agujero de ozono en primavera (Brasseur and Solomon, 2005). Este vórtice polar está centrado cerca del polo norte (o sur), está presente todo el año y se intensifica durante la temporada de invierno (Hoskins and James, 2014) y el jet polar nocturno se encuentra más cerca del ecuador y es más fuerte durante ese tiempo (Seinfeld and Pandis, 2006).

El borde del vórtice generalmente está cerca de los 60° N/S y se extiende (en altura) desde los 16 km hasta aproximadamente la mesosfera. El aislamiento (del aire) en el vórtice polar es mayor, y más estable en la Antártida, donde la actividad de las ondas que afectan el vórtice es menor que en el Ártico. En el Ártico, la actividad de las ondas atmosféricas perturban el vórtice, lo que lleva a una mayor mezcla y movimiento más rápido hacia abajo, en comparación con las del vórtice Antártico (Solomon, 1999). La ubicación aproximada del jet polar nocturno del hemisferio norte se presenta en la Fig. (3.1) y la ubicación aproximada del vórtice polar en la Fig. (3.2).

3.2. Modelos dinámicos de transporte

En esta sección se describirán los procesos de transporte en la atmósfera media.

3.2.1. Circulación meridional

La circulación meridional a gran escala en la estratosfera se conoce como circulación Brewer-Dobson, por las deducciones pioneras realizadas por Brewer (1949) y Dobson (1956) a partir de observaciones del vapor de agua y ozono estratosféricos respectivamente. Esta circulación comprende una estructura de dos celdas en la estratosfera

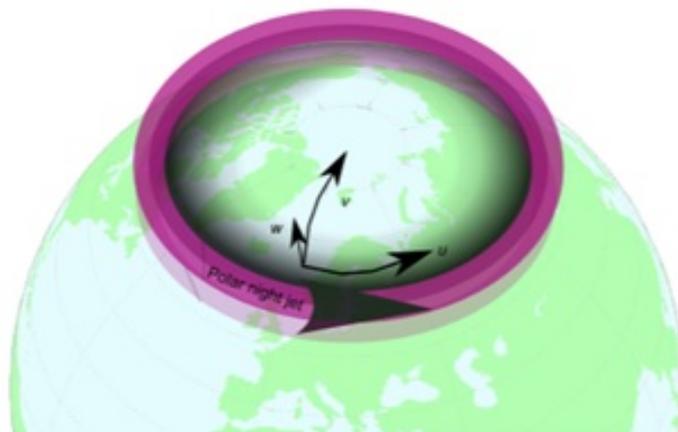


Figura 3.1: Localización aproximada del “jet polar nocturno” del hemisferio norte, dentro del cual se forma el vórtice polar, y las direcciones (y sentidos) del vector viento (zonal u , meridional v y vertical w) (Seppälä, 2007).

inferior, con movimiento ascendente desde la troposfera a la estratosfera en los trópicos, del transporte hacia los polos a alturas estratosféricas y de la subsidencia¹ (de parcelas de aire) en latitudes medias y altas [James (1995); Plumb (2002); Hoskins and James (2014)] (Fig. 3.2). Tal circulación masiva transporta ozono desde las regiones tropicales de producción hacia los polos, lo que muestra el máximo polar en primavera (James, 1995).

La circulación meridional media en el polo de invierno con vientos de unos pocos m/s es lento en comparación con el viento zonal medio. Sin embargo, como la actividad de las ondas puede afectar la dirección del flujo del viento, particularmente en el hemisferio de invierno, los vientos en la dirección meridional pueden aumentar sustancialmente [Holton (2004); Brasseur and Solomon (2005)]. En la mesosfera, la circulación meridional está formado por una sola celda en la que tiene lugar un movimiento ascendente desde la estratosfera en el polo de verano, del transporte de polo a polo en la baja mesosfera–termosfera, y del movimiento descendente en la mesosfera del polo de invierno, hacia la estratosfera (Fig. 3.2 y Fig. 3.3).

3.2.2. El transporte horizontal

El transporte horizontal en la estratosfera y la mesosfera está determinado por los vientos en las direcciones zonal (longitudinal, u) y meridional (latitudinal, v) tal como se presentan en la Fig. 3.1. En la estratosfera polar de invierno los vientos zonales medios, en general, se dirigen hacia el este (desde el oeste), junto con el jet polar nocturno. A

¹ Subsidencia: Movimiento descendente del aire en la atmósfera que ocurre sobre un área bastante amplia [National Weather Service Glossary (<http://forecast.weather.gov/glossary.php>)]

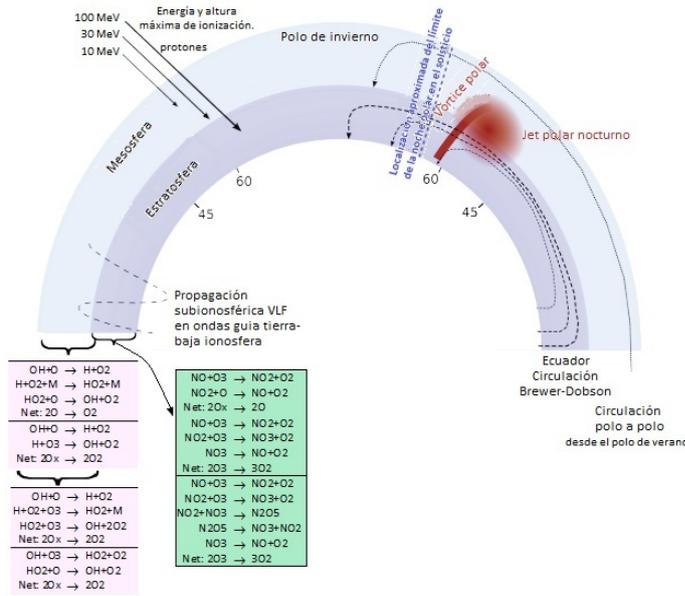


Figura 3.2: Diferentes fenómenos en la atmósfera media del polo de invierno. Sobre el lado izquierdo se presentan fenómenos relacionados a la ionización por precipitación de protones, la propagación de ondas de radio subionosféricas y ciclos de reacción catalítica de los gases HO_x y NO_x. También se muestran las regiones de las alturas donde los ciclos son efectivos (como se indica por las llaves). Sobre el lado derecho se muestran fenómenos relacionados a la dinámica. La localización del jet polar nocturno se presenta como un círculo rojo y el color más oscuro indica la zona donde se observan los vientos máximos. La curva roja indica la localización aproximada del vórtice polar. La localización de las latitudes de 45° y 60° se indican con los respectivos números (Seppälä, 2007).

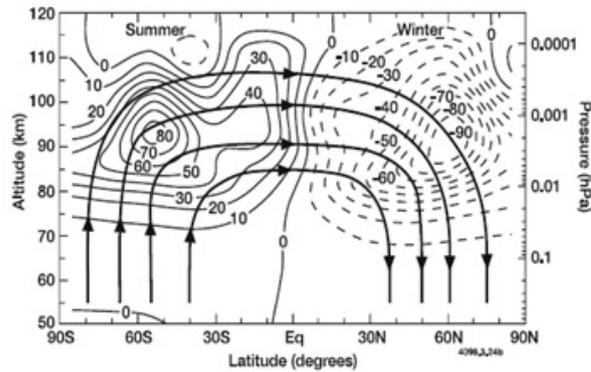


Figura 3.3: Representación esquemática de la circulación meridional en la mesosfera. Distribución meridional del forzamiento de momento zonal asociado con la ruptura de la onda de gravedad ($m s^{-1}/día$) calculado por el modelo 2-D de Brasseur et al. (2000). El forzamiento es positivo en el hemisferio de verano y negativo en el hemisferio de invierno, de modo que la onda de gravedad que se rompe tiende a desacelerar el flujo zonal en ambas estaciones. La circulación impulsada por la onda polo-polo en la mesosfera se representa esquemáticamente mediante líneas continuas con flechas (Brasseur and Solomon, 2005).

mayor altura los vientos zonales se mantienen del oeste hasta aproximadamente 90 km de altura por encima de la cual la dirección del viento se invierte, influenciado por la

variación estacional del calentamiento solar (Brasseur and Solomon, 2005). La velocidad media del viento zonal en invierno es del orden de decenas de metros por segundo (m/s) a través de la atmósfera media.

3.2.3. Ondas atmosféricas

Un factor importante a tener en cuenta en la dinámica atmosférica es el efecto de las ondas. Las ondas atmosféricas son también las principales impulsoras de la circulación media (Salby and Callaghan, 2006). Las ondas planetarias, con longitudes de onda aproximadamente comparables al radio de la Tierra (ondas de Rossby) y las ondas de gravedad, como se muestran en la Fig. 3.4, afectan al transporte vertical y horizontal y pueden inducir grandes desviaciones transitorias de los valores medios observados.

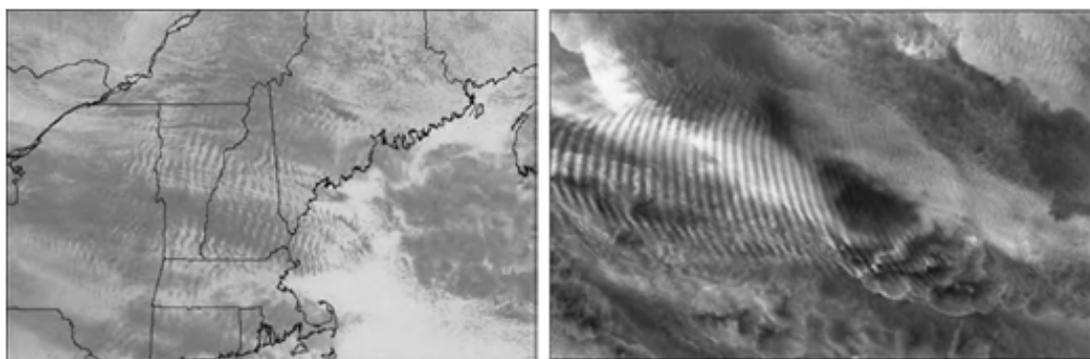


Figura 3.4: Ondas de gravedad reveladas por patrones de nubes. A la izquierda, imagen satelital del NOAA GOES 8, muestra un patrón de onda en el flujo de aire de oeste a este (derecha a izquierda) sobre la cordillera de los Apalaches (Estados Unidos). Las ondas son transversales al flujo y su longitud de onda horizontal es 20 km. El patrón de onda atmosférica es más regular y extendido que las ondulaciones en el terreno. A la derecha, imagen del espectro-radiómetro de imágenes multiangulares (MISR) de la NASA, muestra un patrón de onda aún más regular en una delgada capa de nubes sobre el Océano Índico (Wallace and Hobbs, 2006).

En la atmósfera, los movimientos ondulatorios ocurren con una multiplicidad de escalas espaciales y temporales, desde ondas a escalas planetarias que se mueven suavemente, hasta ondas gravitatorias de escalas espaciales más cortas y mucho más rápidas, cada una de las cuales juega un rol importante en el comportamiento de la estratosfera. El movimiento de las ondas puede clasificarse de acuerdo a su mecanismo restaurador.

Ondas de Rossby

Durante la década de 1930 el meteorólogo sueco Carl Gustav Rossby logra identificar y caracterizar por primera vez estas ondas de longitud de onda larga (o planetarias) y afirmó que cuando estas ondas tienen una gran amplitud con profundos valles y crestas en pico, el aire frío fluye hacia el ecuador y el aire caliente fluye hacia el polo (Seinfeld

and Pandis, 2006). Las ondas planetarias son inducidas por la orografía y la distribución tierra-mar. Estas ondas se propagan hacia el oeste (con respecto al flujo medio), hacia arriba (del viento zonal medio del oeste indicado con u en la Fig. 3.1), y se expanden hacia el Ecuador propagándose por la estratosfera sobre todo durante el invierno Holton (2004); Brasseur and Solomon (2005) (Fig. 3.5). La presencia de tales ondas podría explicar la variabilidad del ozono observado en latitudes medias y altas durante el verano en el rango de 20-30 km de altura (Brasseur and Solomon, 2005). El rompimiento de las ondas de Rossby (Fig. 3.6) provoca una rápida mezcla irreversible de las parcelas de aire. Eventos de calentamiento estratosférico súbito (Sudden Stratospheric Warming), los que se observan principalmente en el hemisferio norte, surgen de un aumento en la propagación de las ondas planetarias desde la troposfera a la estratosfera. Estos eventos son identificados por la gran distorsión del vórtice polar, que finalmente se desintegra con el consiguiente calentamiento de la estratosfera polar, lo cual conduce a la formación de un flujo circumpolar desde el este (easterly) (Holton, 2004). El repentino calentamiento de la estratosfera polar surge de un fuerte movimiento hacia abajo que tiene lugar en la región polar y un movimiento ascendente simultáneo en los trópicos. Después del evento de calentamiento, el vórtice polar generalmente se restaura. Se ha demostrado que los calentamientos estratosféricos súbitos se asocian con eventos de enfriamiento mesosférico [Siskind et al. (2005); Seppälä (2007)].

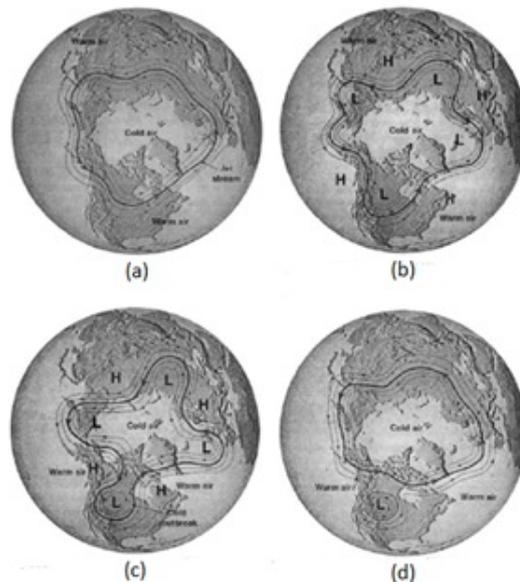


Figura 3.5: Ondas de Rossby. Estabilidad e inestabilidad baroclínica: (a) ondulación suave del aire superior; (b) los meandros forman el jetstream; (c) se forman ondas fuertes en el flujo superior de aire; (d) retorno a un periodo de flujo más plano hacia arriba (Seinfeld and Pandis, 2006).

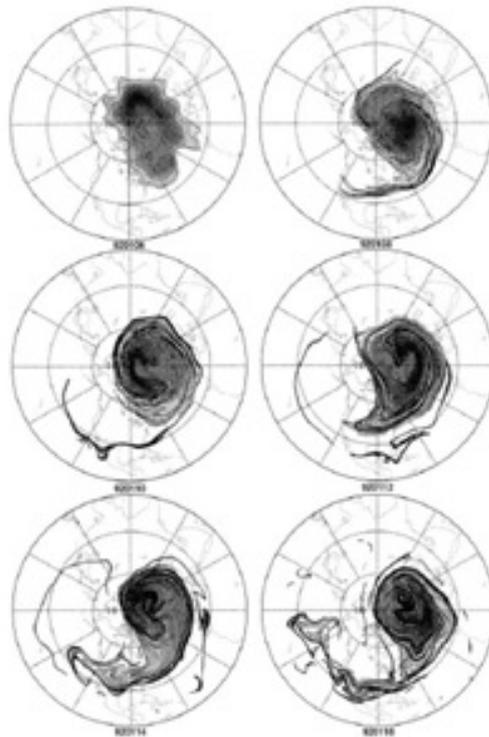


Figura 3.6: Estructura a escala fina de un trazador en las proximidades del vórtice polar del 6 al 16 de enero de 1992 en la superficie isotrópica de 850 K. El cálculo realizado con vientos analizados por NMC (National Meteorological Center) muestra que, como resultado del rompimiento de las ondas de Rossby, el aire es expulsado del vórtice polar como estructuras filamentarias largas. Este proceso transfiere el aire del vórtice a latitudes medias. De Waugh et al (1994) (Brasseur and Solomon, 2005).

Ondas gravitatorias

Las ondas gravitatorias o de gravedad se forman a partir del desplazamiento vertical de parcelas de aire sobre las montañas (ondas orográficas) o por fuentes no orográficas tales como tormentas eléctricas, sistemas frontales o inestabilidades (Brasseur and Solomon, 2005) y son muy importantes para la dinámica mesosférica pero no tan importantes en la estratosfera. Estas ondas se rompen a alturas mesosféricas, donde la amplitud de las mismas crece tanto, que la perturbación vertical de la temperatura da lugar a que las parcelas de aire sean convectivamente inestables y se rompan. En la mesosfera, las ondas de gravedad se propagan principalmente hacia el oeste en el invierno y hacia el este durante el verano. Este efecto tiene valor máximo en los polos y cero en el Ecuador, y puede afectar a algunas especies químicas, en particular en la mesosfera y termosfera inferior (Brasseur and Solomon, 2005).

3.2.4. Oscilación Cuasi-Bienal

Son oscilaciones de período largo y gran amplitud que se observan muy marcadamente en los vientos y temperaturas de la estratosfera ecuatorial. Los regímenes de viento alterno se repiten a intervalos que varían de 22 a 34 meses, con un período promedio de poco más de 28 meses. En la baja estratosfera tropical se encuentran muchas ondas que contribuyen a la modulación de la Oscilación Cuasi-Bienal o QBO por sus siglas en inglés Quasi-Biennial Oscillation. En la región cercana a la estratopausa hasta la baja termosfera se contempla una prominente oscilación semianual.

Aunque la QBO es un fenómeno tropical, influye en la estratosfera global, como lo demostraron por primera vez (Holton and Tan, 1980). A través de la modulación de los vientos, las temperaturas, las ondas extratropicales y la circulación en el plano meridional, la QBO afecta la distribución y transporte de los constituyentes traza y puede ser un factor en la reducción del ozono estratosférico. Por lo tanto, una comprensión de la QBO y sus efectos globales es necesaria para los estudios de la variabilidad a largo plazo o tendencias en los gases traza y aerosoles. Aunque la QBO es un fenómeno tropical, afecta el flujo estratosférico de polo a polo modulando los efectos de las ondas extratropicales y afecta la variabilidad en la mesósfera cerca de los 85 km por ondas filtradas selectivamente, que se propagan hacia arriba a través de la estratosfera ecuatorial. Sus efectos no están confinados a la dinámica atmosférica, constituyentes químicos, tales como el ozono, el vapor de agua y el metano están afectados por cambios en la circulación inducidos por la QBO. También hay signos de la QBO en muchos de los constituyentes químicos de vida más corta. La teoría de las ondas ecuatoriales fue desarrollada durante los últimos años de la década del '60, en paralelo con la teoría de la QBO. Lindzen and Holton (1968) mostraron explícitamente en un modelo bidimensional (2-D) como una QBO podía ser impulsada por un amplio espectro de ondas de gravedad que se propagaban verticalmente (incluyendo velocidades de fase tanto en dirección hacia el oeste como hacia el este) y como surgía la oscilación a través de un mecanismo interno que implicaba una retroalimentación bidireccional entre las ondas y el flujo del ambiente.

En Holton and Lindzen (1972) se pulió el trabajo anterior simulando, en un modelo en una dimensión, una QBO impulsada por ondas Kelvin propagándose verticalmente, las cuales aportan un forzante westerly, y por ondas Rossby gravitatorias las que aportan un forzante easterly como se mencionó anteriormente. Las amplitudes observadas de estas ondas, aunque pequeñas, podrían ser suficientes para impulsar la QBO (dada la falta de observaciones de ondas ecuatoriales). El mecanismo propuesto por Holton y Lindzen fue el aceptado para la QBO por más de 2 décadas.

Lindzen (1987) notó que las ondas de gravedad que se propagan verticalmente

podrían proporcionar la fuerza de onda necesaria para la QBO. Fue una afirmación “arriesgada” el atribuir como forzante de la QBO a las ondas gravitatorias, considerando el hecho de que aún no existía evidencia experimental de las mismas. Las soluciones incluyen un modo de Rossby y un modo combinado, conocido como Rossby gravitatoria y una tercera solución, un modo gravitacional propagándose hacia el este, conocido como modo ecuatorial de Kelvin.

La Fig. 3.7 proporciona una visión general de la QBO, sus fuentes y sus efectos dinámicos globales, el diagrama abarca la troposfera, la estratosfera y la mesosfera de polo a polo y muestra esquemáticamente las diferencias del viento zonal entre las fases este (E)–oeste (W) de la QBO.

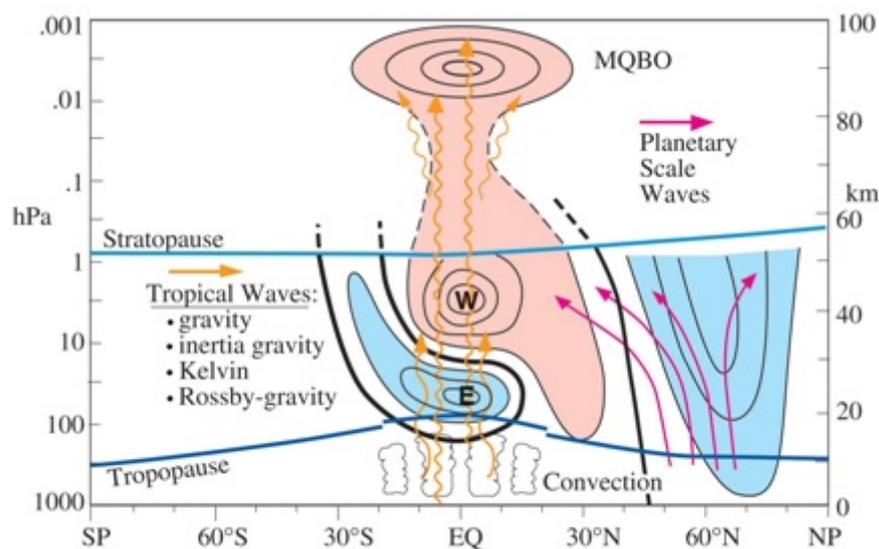


Figura 3.7: Resumen dinámico de la QBO durante el invierno boreal. La propagación de varias ondas tropicales es representada por flechas color naranja, con la QBO impulsada por propagación gravitatoria hacia arriba, ondas de gravedad inercia-gravedad, Kelvin y de Rossby. La propagación de ondas de escala planetaria (flechas magenta) se muestran en latitudes medias a altas. Los contornos negros indican la diferencia en los vientos zonales medios entre las fases este y oeste de la QBO, donde la fase QBO se define por el viento ecuatorial de 40 hPa. Las anomalías estelares son de color celeste, y las anomalías del oeste son de color rosa. En los trópicos, los contornos son similares a los valores de viento observados cuando la QBO es del este. La QBO mesoesférica (MQBO) se muestra arriba, 80 km, mientras que los contornos del viento entre 50 y 80 km se rompen debido a la incertidumbre observacional (Baldwin and Dunkerton, 2001).

La convección en la troposfera tropical, por complejos convectivos de mesoescala (que abarcan más de 100 km) como los fenómenos de escala planetaria, produce un amplio espectro de ondas (flechas color naranjada onduladas), incluyendo gravedad, inercia-gravedad, Kelvin y Rossby gravitatoria. Estas ondas, con una variedad de longitudes de onda verticales y horizontales y velocidades de fase, se propagan a la

estratosfera, transportando el momento zonal de este y oeste. La mayor parte de este momento zonal se deposita a niveles estratosféricos, provocando las anomalías zonales del viento de la QBO. Para cada onda, el perfil vertical del viento zonal determina el nivel crítico en o debajo del cual se deposita el momento. Los niveles críticos de estas ondas dependen, en parte, de las zonas de cizalla de la QBO. Algunas ondas de gravedad se propagan a través de toda la estratosfera y producen una QBO cerca de la mesopausa conocida como QBO mesosférica, o MQBO.

3.2.5. Descenso del aire en el vórtice polar (viento vertical polar)

En el interior del vórtice polar el descenso del aire varía de año a año, y también con respecto a la distancia al borde del vórtice y a la altura [Manney et al. (1994), Rosenfield and Schoeberl (2001)]. El descenso en el invierno es conocido por ser más rápido en el centro del vórtice (comparado con el borde del vórtice) al comienzo del invierno en el hemisferio norte y generalmente más rápido a mayores alturas. Callaghan and Salby (2002) han demostrado a partir de simulaciones que, en el invierno del hemisferio norte y en la estratosfera media y superior, en general, las velocidades máximas de descenso se encuentran cerca de los 60° de latitud (2,0 mm/s), y no sobre el polo donde son de 1,8 mm/s. En la estratosfera media de la Antártida, a alturas inferiores el descenso es más lento, con velocidades de descenso verticales de 0,4–0,7 mm/s (1,2–1,8 km/mes) (Kawamoto and Shiotani, 2000). En la estratosfera inferior las velocidades media de descenso son del orden de 1 mm/s, pero aumentan a varios mm por segundo en la mesosfera (Callaghan and Salby, 2002). Los modelos de simulación de Rosenfield et al. (1994) han mostrado que en ambos hemisferios las velocidades de descenso se incrementan notablemente con la altura debido al aumento en la velocidad de disminución de la temperatura (o enfriamiento). A mayores alturas también hay una variabilidad significativa: en el Ártico, las parcelas de aire que inicialmente estaban a 50 km de altura a principios de noviembre descienden 27 kilómetros en menos de cinco meses (en promedio 6 km/mes), mientras que las parcelas inicializadas al mismo nivel en enero experimentan el mismo descenso en menos de tres meses (promedio de 9 km/mes). Las parcelas de aire antártico inicializadas a 52 km en marzo han descendido de 26–29 km en menos de ocho meses (en promedio 3,4 km/mes). Aquellas inicializadas en julio llegan a las mismas alturas finales en sólo cuatro meses (en promedio 6,9 km/mes), descendiendo a 14 km sólo en el primer mes.

La relación de mezcla (de las especies químicas) en los trópicos se asocia como mínimo con fuertes movimientos ascendentes (de parcelas de aire), mientras que las altas concentraciones en las latitudes altas son el resultado del hundimiento (de las parcelas

de aire), sobre todo en el interior del vórtice polar de invierno Brasseur and Solomon (2005).

En el hemisferio norte,HN, donde el vórtice polar es más turbulento comparado con el hemisferio sur,HS, hay mayor variación interanual en el descenso, cambios en las actividades de las ondas y calentamientos estratosféricos que frecuentemente ocurren,afectando las condiciones del vórtice [Rosenfield and Schoeberl (2001), Brasseur and Solomon (2005)].

3.3. Transporte y tiempos de vida dinámicos y químicos

El tiempo de vida de una especie como resultado de una reacción química es el tiempo promedio que esa especie reside en la atmósfera antes de su remoción (la transformación química a otra especie cuenta como remoción) (Seinfeld and Pandis, 2006). En su libro Atmospheric «Chemistry and Physics From Air Pollution to Climate Change», Seinfeld and Pandis (2006) exponen que cuando una especie A experimenta una desintegración de primer orden (fotodisociación (o fotólisis) o descomposición térmica), su concentración en función del tiempo está dada por:

$$\frac{d[A]}{dt} = -k_1 [A] \quad (3.1)$$

Si se integra esta expresión se encuentra que

$$[A] = [A]_0 e^{-kt} \quad (3.2)$$

lo cual indica que la especie A decae hasta 1/e de su concentración inicial en el tiempo $t = 1/k$. (Brasseur and Solomon, 2005). Este tiempo se denomina tiempo e-folding de la reacción, tiempo de vida media de esta reacción, o tiempo de vida fotoquímico (constante de tiempo fotoquímico) de la especie A, y se lo reconoce mediante $\tau_{\text{quím}}$ (Seinfeld and Pandis, 2006). Similarmente, puede derivarse la constante de tiempo para el transporte (procesos dinámicos) τ_{din} (tiempo requerido para que la concentración de A disminuya 1/e de la concentración inicial como resultado del transporte por vientos) (Seppälä et al., 2007). La Tabla 3.1 presenta tiempos de vida fotoquímicos aproximados de las familias O_x , NO_x , y HO_x y τ_{din} para los vientos zonal, meridional y vertical en cuatro alturas diferentes.

Se pueden identificar tres casos diferentes para caracterizar los efectos de la competencia entre la dinámica y la química en la determinación de las distribuciones de los

Tabla 3.1: Tiempos de vida fotoquímicos y escalas de tiempo de transporte en alturas de la atmosfera media. Basada en los resultados indicados por Brasseur and Solomon (2005). Cuando se diferencian de las constantes de tiempo fotoquímicas, las constantes de tiempo químicas nocturnas basadas en Shimazaki (1984) se dan entre paréntesis (la familia NO_x entonces incluye N_2O_5 y HNO_3). Original de (Seppälä, 2007).

	Componente	40 km	60 km	80 km	100 km
$\tau_{\text{quím}}$	O_x	1 día (año)	1 hora	5 horas (día)	1 mes (mes)
	NO_x	1 mes (años)	1 mes (años)	1 mes (años)	2 días (años)
	HO_x	minutos	1 hora	1 día	100 años
$\tau_{\text{dín}}$	Viento zonal	12 horas	12 horas	1 día	1 día
	Viento meridional	1 mes	10 días	2 días	10 días
	Viento vertical	2 meses	1 mes	4 meses	4 meses

constituyentes: (1) $\tau_{\text{chem}} \ll \tau_{\text{dyn}}$, (2) $\tau_{\text{chem}} \gg \tau_{\text{dyn}}$ y (3) $\tau_{\text{chem}} \approx \tau_{\text{dyn}}$.

Siempre que el tiempo de vida química supere al de transporte, el constituyente está bajo control dinámico. En la situación opuesta el constituyente está en equilibrio fotoquímico. Si las escalas de tiempo son comparables, ambos procesos deben ser considerados (Seppälä, 2007).

3.4. Distribución vertical del ozono

La cantidad de ozono a cualquier altura se determina por el equilibrio entre la producción, la pérdida y el transporte del ozono. Esto se puede expresar mediante la ecuación de continuidad

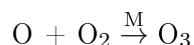
$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \nabla \cdot n_i \mathbf{v} = S_i \quad (3.3)$$

donde n_i es la densidad de la especie i , \mathbf{v} es el vector viento y S_i es el término químico fuente neta. El término fuente neta también se puede expresar como

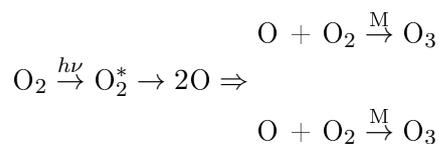
$$S_i = P_i - L_i n_i \quad (3.4)$$

donde P_i es el término producción y $L_i n_i$ es el término pérdida.

Como se ha visto en la sección 2.2 la formación de ozono en la atmósfera se lleva a cabo a través de la reacción 2.6



(donde M es otra molécula de aire), y por efecto neto de las reacciones (2.4) y (2.6) se llega a la (2.11):



mientras que la pérdida de ozono pasa a través de varias reacciones diferentes, incluyendo aquellas dentro de la familia O_x y las iniciadas por los gases NO_x y HO_x , tal como se desarrollaron en la sección 2.2.

Por lo tanto el término de producción P_i se determina por la velocidad de la reacción (2.6) y la cantidad de oxígeno atómico.

La fotodisociación por radiación solar ultravioleta (UV) del oxígeno molecular, O_2 (Reacc. 2.6), puede clasificarse en tres regiones diferentes de longitud de onda: el continuo de Herzberg (242-200nm), las bandas de Schumann-Runge (200-176 nm), y el continuo Schumann-Runge (176-100 nm) (Alexander et al., 2003).

El examen del perfil de ozono en la región entre los 20 a 100 km de altura revela que está dominado por tres valores máximos locales de ozono, como se muestra en la Fig. 3.8. El primer máximo se observa a unos 30 km y se llama máximo primario de ozono. Si el perfil de ozono se ve en densidades absolutas en lugar de razón de mezcla, el máximo principal se encuentra más abajo cerca de los 15 a 26 km de altura. Este máximo de ozono se forma en condiciones en las que el oxígeno molecular se fotoliza por la radiación en el rango de longitud de onda ultravioleta entre 200 a 242 nm (también llamado continuo de Hertzberg):



que conduce a la producción de oxígeno atómico en su estado fundamental, que luego se utiliza en la formación de ozono en la reacción 2.6 (Brasseur and Solomon, 2005), única fuente significativa de ozono en la estratosfera (Marsh et al., 2001).

El máximo secundario de ozono se observa cerca de la mesopausa alrededor de los 80 a 90 km de altura en densidades absolutas, y cerca de los 90 km en las relaciones volumen de mezcla (Fig.3.8). Este máximo se debe a la formación de oxígeno atómico a partir de la fotólisis del O_2



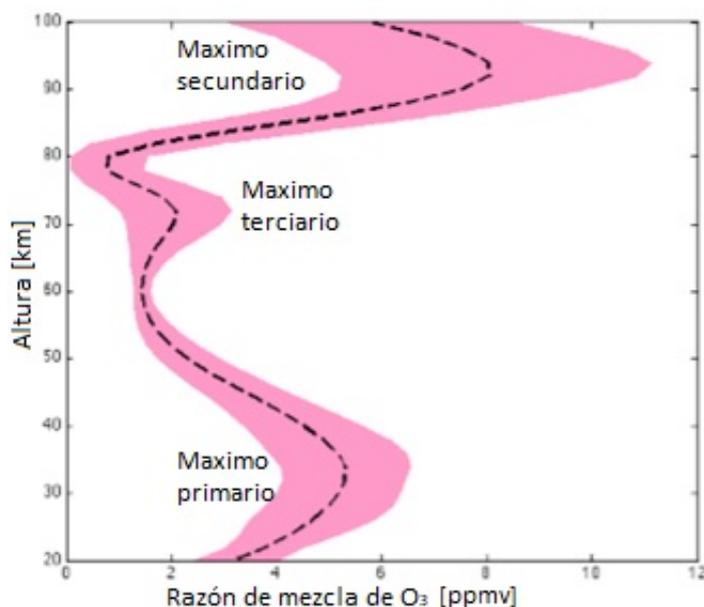


Figura 3.8: Perfil de ozono durante la noche. Muestra los tres valores máximos locales de ozono: el máximo primario a unos 30 km de altura, el secundario alrededor de los 90 km y el terciario a unos 70 km de altitud. La línea punteada en negro es el perfil medio en la zona polar del hemisferio norte (latitudes entre 60°-90°) calculado a partir de mediciones del GOMOS durante el año 2003. El área rosada representa la desviación estándar de las mediciones. La cantidad de ozono representa la razón de mezcla por volumen (VMR), variable adimensional que representa la fracción de una sustancia dada estudiada en el volumen de aire (densidad del producto/de la densidad total de aire). En la atmósfera, la razón de mezcla de ozono con frecuencia se presenta en términos de partes por millón de volumen, ppmv (original de Seppälä (2007)).

por radiación en el ultravioleta lejano (Far Ultraviolet Radiation, FUV, 200-122 nm) o continuo de Schumann-Runge y las bandas de Schumann-Runge en longitudes de onda de 175-130 nm y 175-200 nm respectivamente (Brasseur and Solomon, 2005), y el transporte hacia abajo de oxígeno atómico desde la termosfera.

La profundidad del mínimo de estas capas depende de las tasas de destrucción de oxígeno atómico y del ozono por especies de la familia hidrógeno impar ($\text{HO}_x = \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$) que actúan en ciclos catalíticos [Reaccs. (2.88) a (2.90)] (Marsh et al., 2001).

Entre el máximo primario y el máximo secundario, en la mesosfera media, existe un tercer máximo u ozono "terciario". El máximo terciario de ozono observado más pronunciadamente en el perfil de razón de mezcla de ozono a unos 70 km de altura, no se origina por el crecimiento en términos de producción como el primer y segundo máximo. El máximo terciario que se observa cerca de la finalización de la noche polar, es debido a la combinación de la disminución de la pérdida de oxígeno atómico (Reacc.

2.80) (Marsh et al., 2001) y de la dinámica de la atmósfera (Hartogh et al., 2004). Marsh et al. (2001) propusieron que los máximos terciarios de ozono se producen cerca de la finalización de la noche polar aproximadamente a 72 km de altura como resultado de una menor producción de $\text{HO}_x = \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$ debida a la reducción de la fotólisis del vapor de agua [Reacc. (2.60) y (2.61)]; la cual disminuye con el aumento de los ángulos cenitales solares en la zona de finalización de la noche polar. En las condiciones en las que se produce el máximo de ozono terciario, la fotólisis del vapor de agua disminuye significativamente, pero por radiación de longitud de onda más corta sigue siendo capaz de producir oxígeno atómico (Reacc. 2.61) proporcionando así una fuente de producción de ozono (Reacc. 2.6).

Usando un modelo tridimensional de la atmósfera media, (Hartogh et al., 2004), encontraron que, aunque los dos fenómenos están químicamente separados, el máximo terciario está conectado por una dinámica al mínimo de ozono observado a unos 80 km de altitud. También encontraron que, como el viento meridional transporta el aire de la zona de finalización de la noche polar al dominio de la noche polar, la eficiencia de las reacciones químicas cambia debido a la distribución de oxígeno impar del máximo terciario y del mínimo de ozono.

3.5. Distribución vertical del NO_x

La Fig. 3.5 muestra la distribución vertical de varias especies de la familia “nitrógeno impar” (odd nitrogen) NO_y : $\text{N} + \text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NO}_3$ calculados mediante el modelo de química iónica y neutral. Los perfiles se muestran tanto para el mediodía como para la medianoche. La Fig. 3.5(a) muestra la situación cuando ninguna fuente de ionización adicional está presente, y la Fig. 3.5(b) representa durante un evento solar de protones moderado, con ionización debida a la precipitación de protones. En esta figura se muestra la fuerte variación diurna de los gases individuales de NO_x : NO y NO_2 mientras que el NO_x total: $\text{NO} + \text{NO}_2$ tiene sólo una pequeña variación diurna. Durante el día, por encima de los 50 km el componente principal del NO_x es el NO , mientras que por la noche la cantidad de NO disminuye por debajo de los 70 km aproximadamente y el NO_2 se convierte en un componente significativo del NO_x .

En la termosfera inferior (~ 100 km), donde se observa un máximo de NO_x , este se forma a través de reacciones del nitrógeno molecular (N_2), como la foto-disociación (Reacc. 2.31); la ionización (Reacc. 2.24) y la foto-ionización (Reacc. 2.32); entonces, ya sea por radiación solar o por partículas energéticas, quienes son una fuente importante de NO_x en la termosfera inferior [Reacc. 2.42 y (2.37)]. El NO_x producido se transporta

desde la baja termosfera hacia la mesosfera (~ 80 km). Otro máximo de NO_x se encuentra en la estratosfera (~ 30 km). Ahí la principal fuente de NO_x es la oxidación de N_2O (Reacc. 2.27). Entre los dos máximos se encuentra un mínimo local cerca de los 80 km de altura. Este mínimo es el resultado de la fotólisis del NO (Reac. 2.47) a longitudes de onda < 191 nm, y la recombinación del átomo de nitrógeno producido con NO, conocida como pérdida “canibal” (Reacc. 2.48) (Siskind, 2000)

Por otro lado, la fuerte variación diurna de NO y NO_2 que se ve en la Fig. 3.5 se debe principalmente a la rápida conversión de NO a NO_2 después de la puesta del Sol como se discute en la Sección 2.2.2 (Reacc. 2.28). Durante la noche, el NO_2 también reacciona con el oxígeno atómico produciendo NO_3 , que por fotólisis durante el día, vuelve a NO_2 por la radiación en longitudes de onda < 620 nm. Durante el día, NO_2 fotoliza en NO (< 405 nm) o reacciona con O para formar NO.

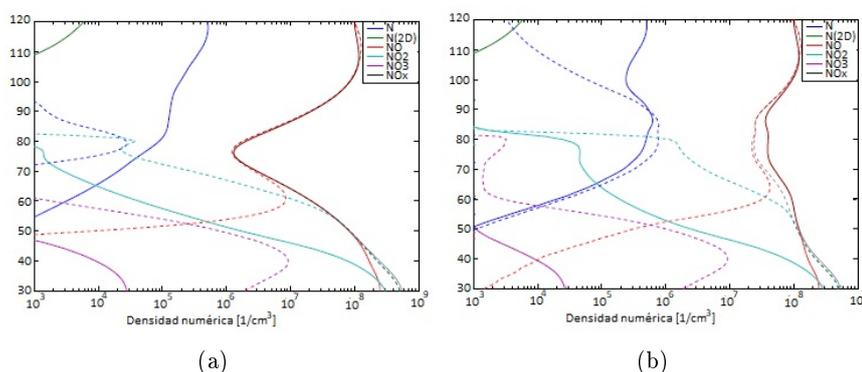


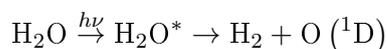
Figura 3.9: Perfiles de nitrógeno impar [N, $\text{N}(^2\text{D})$, NO, NO_2 , NO_3 , y $\text{NO}_x = (\text{NO} + \text{NO}_2)$] del Modelo Iónico Químico de Sodankylä. Los perfiles se han calculado para la latitud 70° N y para septiembre. (a) Representa condiciones sin fuente de ionización adicional de la precipitación de partículas energéticas y (b) muestra cómo los perfiles de NO_x se vieron afectados por un moderado evento solar de protones el 11 de septiembre de 2005. Las líneas continuas corresponden a las condiciones del mediodía y las líneas discontinuas a la medianoche (Seppälä, 2007).

3.6. Distribución vertical del HO_x

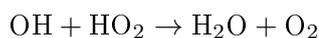
La Fig. 3.10 muestra el perfil del tiempo de vida químico de las familias químicas oxígeno impar O_x ($\text{O} + \text{O}_3$), hidrógeno impar HO_x ($\text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$) y nitrógeno impar NO_y ($\text{N} + \text{NO} + \text{NO}_2 + \text{NO}_3 + \text{HNO}_4 + 2 \text{N}_2\text{O}_5 + \text{HNO}_3$) y del vapor de agua (H_2O), así como el perfil de altitud de la constante de tiempo aproximada para la difusión de

remolinos unidimensional. Por debajo de los 80 km el tiempo de vida de la familia HO_x es del orden de minutos a horas. Los radicales HO_x son muy reactivos y por lo tanto tienen un tiempo de vida químico muy corto. Como resultado, la distribución de HO_x en esa parte de la atmosfera es independiente de los procesos de transporte. Por encima de los 80 km el tiempo de vida químico del HO_x crece, pero debido a la baja cantidad de vapor de agua, la concentración de HO_x en estas alturas es también pequeña. El efecto de la dinámica puede ser bastante importante en circunstancias donde el $\tau_{chem} \sim \tau_{dyn}$ y de manera indirecta a través de los efectos de la temperatura o del acoplamiento entre las especies químicas cuando $\tau_{chem} \ll \tau_{dyn}$.

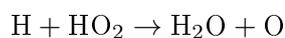
La presencia en la atmósfera media de hidrógeno impar (HO_x) es el resultado del transporte de vapor de agua (H_2O), metano (CH_4) e hidrógeno molecular (H_2) desde la troposfera. A medida que alcanzan alturas cada vez más altas, estos gases fuente son oxidados por radicales hidroxilo (OH), o por átomos de oxígeno excitados electrónicamente $O(^1D)$ en la estratosfera y en la baja mesosfera, o son fotolizados por radiación ultravioleta de onda corta en la mesosfera y capas superiores que dependiendo de la longitud de onda del fotón produce las Reaccs. (2.60) y (2.61)

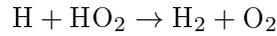


En la troposfera, en la baja estratosfera, y particularmente en la mesosfera, los radicales HO_x (hidrógeno atómico, hidroxilo e hidroperóxido) son catalizadores eficaces para destruir oxígeno impar (ozono y oxígeno atómico). Los ciclos catalíticos más importantes fueron indicadas en las reacciones (2.88) a (2.90). Su abundancia atmosférica resulta de un equilibrio entre la producción fotoquímica muy rápida y los mecanismos de destrucción. La recombinación de OH con HO_2 es una pérdida de HO_x en la atmosfera media que conduce a la formación de vapor de agua.



La reacción de H con HO_2 en la mesosfera y la termosfera inferior también produce agua, pero además puede formar hidrógeno molecular (H_2) que se vuelve abundante en esta región de la atmósfera:





Por encima de 100 km, el hidrógeno atómico (H) se convierte en una especie de larga vida cuya abundancia relativa aumenta con la altura. El escape de hidrógeno al espacio es un proceso lento pero persistente de pérdida de hidrógeno del sistema terrestre, y puede haber desempeñado un papel en la evolución de la atmósfera a lo largo de los tiempos geológicos.

En la Fig. 3.10 también se representan los tiempos de vida fotoquímicos para los componentes hidrogenados y nitrogenados, respectivamente. En ambas gráficas, se indican además las constantes de tiempo para los transportes por los vientos zonal y meridional y un coeficiente de difusión eddy unidimensional.

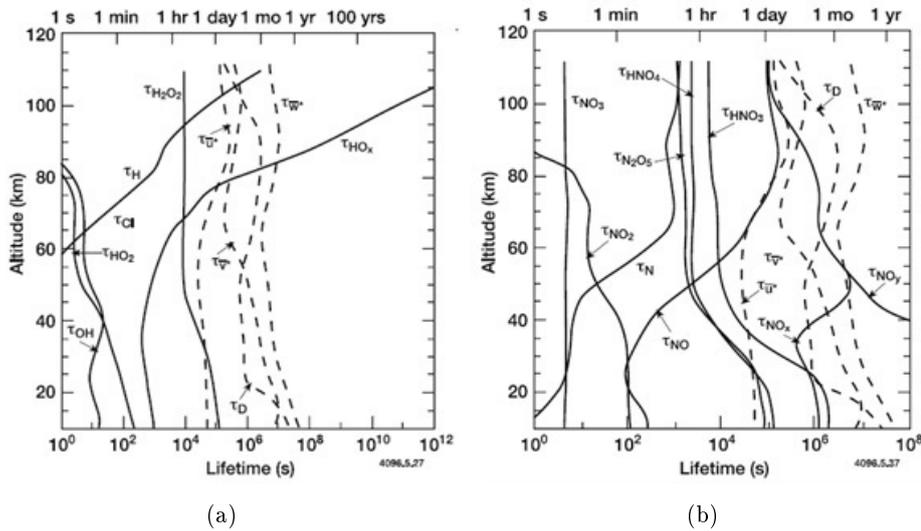


Figura 3.10: Tiempo de vida fotoquímico de (a) O_x, HO_x, H₂O, y NO_y. También se muestran las constantes típicas para los intercambios verticales (τ_D) (b) NO_y, N, NO, NO₂, NO₃, N₂O₅, HO₂NO₂, and HNO₃, tanto como las constantes de tiempo para el transporte por los vientos zonal y meridional, y una constante de difusión eddy uni dimensional. Ambas Figs. son de (Brasseur and Solomon, 2005).

Precipitación de partículas energéticas y la atmosfera

4.1. Introducción

El Sol es la principal fuente de energía en nuestro sistema solar y el esencial responsable del clima espacial. Las principales formas de manifestarse que tiene la energía solar son: corrientes rápidas y lentas del viento solar, regiones de interacciones co-rotantes, fulguraciones, eyecciones coronales y sus contrapartes: la interacción con los planetas, eventos de partículas energéticas solares, que determinan las condiciones meteorológicas espaciales en el medio interplanetario y geoespacial, y su variación con el ciclo de actividad solar. Cada manifestación tiene un proceso a través del cual transfiere energía que es modulada por condiciones solares, interplanetarias y terrestres (Bothmer and Daglis, 2007).

Se entiende por Partículas Energéticas, PEs (Energetic Particles, EPs), a electrones, iones o átomos que tienen energías muy superiores a las esperadas, considerando la temperatura del gas del cual provienen. En física espacial, “energético” generalmente significa energías de kilo a giga-electrón-volt. Los efectos de los diferentes tipos de partículas energéticas así como los potenciales efectos sobre la atmosfera y posiblemente el clima se consideran separadamente.

La Precipitación de Partículas, PP (Particles Precipitation, PP), se refiere a la liberación de partículas cargadas, almacenadas en la magnetosfera de la Tierra o en la atmósfera. Las partículas siguen líneas de campo magnético. Pueden provocar una aurora cuando chocan los átomos de la atmósfera superior.

En el Capítulo 2 se dijo que por Precipitación de Partículas Energéticas, PPE (Energetic Particles Precipitation, EPP), se entendía a la Precipitación de Electrones Energéticos, PEE (energetic electron precipitation, EEP), y a los Eventos Protónicos Solares, EPS (Solar Proton Events, SPE) (Seppälä et al., 2014). Sin embargo la mayoría de las PEs originadas desde el espacio exterior son conocidas como Rayos Cósmicos, RCs

(Cosmic Rays, CRs), consistentes mayormente en protones (Mironova et al., 2015). En su trabajo, Mironova et al. (2015), considera a los EPSs como Rayos Cósmicos Solares (Solar Cosmic Rays, SCRs) para diferenciarlos de los Rayos Cósmicos Galácticos, RCGs (Galactics Cosmic Rays, GCRs) , partículas provenientes del espacio exterior pero con origen diferente al Sol.

Debido a su impacto tanto en naves espaciales y astronautas, así como su efecto en la química atmosférica polar, el foco primario de investigación en la alta y media atmosfera ha estado centrado en la precipitación de electrones con energías > 10 keV, y en electrones relativistas (> 500 keV). También los satélites geoestacionarios, que orbitan dentro de la banda de radiación externo, pueden ser “alterados” o incluso “destruidos” por aumentos en flujos de electrones energéticos (Clilverd et al., 2013).

Numerosos estudios han mostrado que la precipitación de partículas energéticas, que ocurren dentro de la mesosfera y en la termosfera inferior (60 a 100 km), afectan al NO_y y al O_3 estratosféricos. En altas latitudes en la mesosfera y la termosfera la precipitación de partículas energéticas, PPE, causa aumento de NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) a través de una cascada de procesos de disociación, ionización y recombinación [Thorne (1980), Rusch et al. (1981), entre otros].

Para la comprensión de los efectos atmosféricos, se necesita una descripción de los flujos de energía y los espectros de las partículas que precipitan, las regiones geográficas de ocurrencia, y la variabilidad a corto y largo plazo de la precipitación (Mironova et al., 2015).

En este capítulo se muestran brevemente las fuentes de partículas energéticas de origen solar que precipitan en la atmosfera y se presenta el mecanismo de acoplamiento a la atmósfera neutra. También se indican efectos observados en la atmosfera por su causa, la interpretación de los fenómenos observados y de los resultados obtenidos por algunos autores.

4.2. Fuentes de partículas energéticas que precipitan

La Tierra es continuamente “bombardeada” por partículas con altas energías, PEs (cargadas energéticamente) procedentes del espacio exterior que penetran en la atmósfera y pueden influir en una variedad de procesos atmosféricos (Mironova et al., 2015).

En la Fig. 4.1 se muestra un esquema de los diversos tipos de precipitación de partículas energéticas en la atmósfera de la Tierra, así como el perfil de altura de la ionización que crean. Tales eventos, PPE en zonas polares, a latitudes $> 60^\circ$, pueden

ser electrones: aurales y del cinturón de radiación (electrones relativistas), protones: solares (partículas energéticas solares) y galácticos (rayos cósmicos galácticos), según se resume en Seppälä (2007) y Mironova et al. (2015).

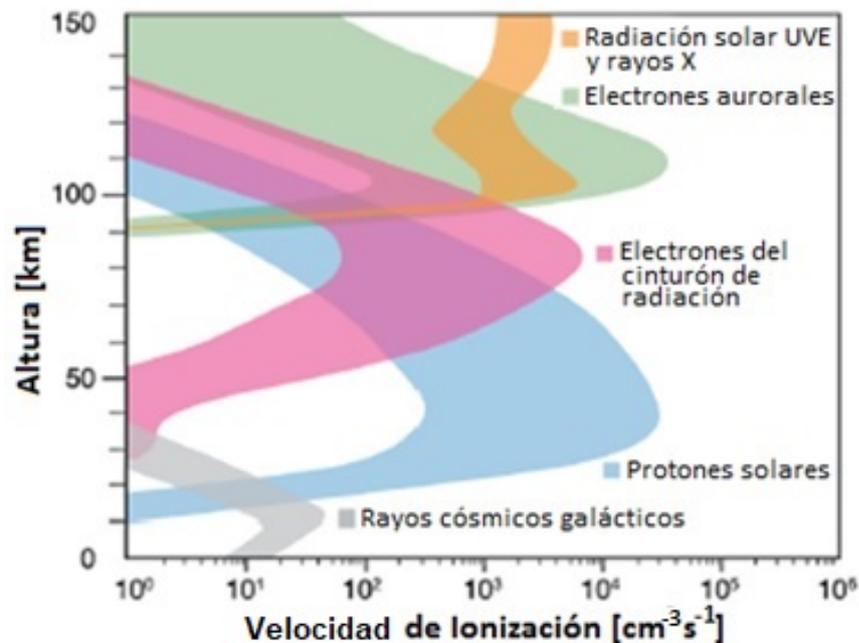


Figura 4.1: Diversos tipos de precipitación de partículas energéticas en la atmósfera de la Tierra. Perfil de velocidad de ionización (velocidad de producción) instantánea de la radiación solar UVE con los rayos X, la PPE y los rayos cósmicos galácticos expresada en cantidad de masa ionizada o volumen ionizado por unidad de tiempo ($\text{cm}^3/\text{s}^{-1}$) que bien podría ser expresado como caudal de ionización. La figura es una modificación de Baker et al. (2012) en Mironova et al. (2015) traducida al español.

Electrones aurales

Se trata de electrones con energías de hasta unas pocas decenas de keV y su precipitación se conoce como precipitación auroral porque precipitan en la región oval auroral (Seppälä, 2007), proceden de la lámina de plasma magnética y son los más fuertemente acelerados en la magnetosfera antes de precipitar en la atmósfera (Mironova et al., 2015).

Electrones relativistas

Son partículas procedentes del anillo de radiación exterior (principalmente electrones con energías de hasta 10 MeV, llamados electrones relativistas) que también forman una aurora difusa en una parte del óvalo auroral hacia el ecuador (Seppälä, 2007).

Las poblaciones de electrones del cinturón de radiación que precipitan también juegan un papel importante en los procesos atmosféricos.

Eventos protónicos solares

Estas partículas energéticas son de origen solar (principalmente protones con energías de hasta cientos de MeV) que precipitan a altas latitudes geomagnéticas y estos sucesos se conocen como Eventos Protónicos Solares, EPS (Seppälä, 2007). Pueden estar asociados con eyecciones de masa coronal o con fulguraciones solares y son un elemento importante del clima espacial (Lang, 2009).

Rayos cósmicos galácticos

Se llama así a los rayos cósmicos procedentes de fuera del sistema solar. Son las partículas más energéticas en el rango de los gigaelectronvolts (GeV), son bastantes escasos y sus efectos no se estudian en esta tesis.

4.3. Mecanismos de acoplamiento a la atmosfera neutra

La precipitación de los electrones e iones en la atmósfera se produce desde distintas regiones de la magnetosfera y debido a diversos mecanismos, algunos de los cuales son aún pobremente entendidos. Hay varias áreas en la magnetosfera, (Figs. 4.2 y 4.3) donde se producen procesos de intercambio de energía. La reconexión magnética puede ocurrir en las latitudes bajas en la cara de día, así como en altas latitudes y en la cola magnética distante, la cual es la región de la física de las subtormentas aurales (Mironova et al., 2015).

Sin las mediciones (por ejemplo de energías y flujos de partículas) obtenidas por detectores o sensores emplazados en el espacio, tales como instrumentos a bordo de satélites, difícilmente podría determinarse el origen de las partículas ionizantes de la atmósfera.

4.3.1. Principales poblaciones de partículas en la magnetosfera

El campo geomagnético posee, dentro de él, poblaciones distintas de partículas cargadas (Hargreaves, 1992).

(a) Las partículas en la lámina de plasma, ubicada en la zona central de la cola magnética donde el campo magnético invierte su dirección, energizadas dentro de la cola magnética, son muy importantes en la actividad auroral y en el comportamiento de la ionosfera de alta latitud. Su energía es intermedia entre las partículas de la plasmasfera y las

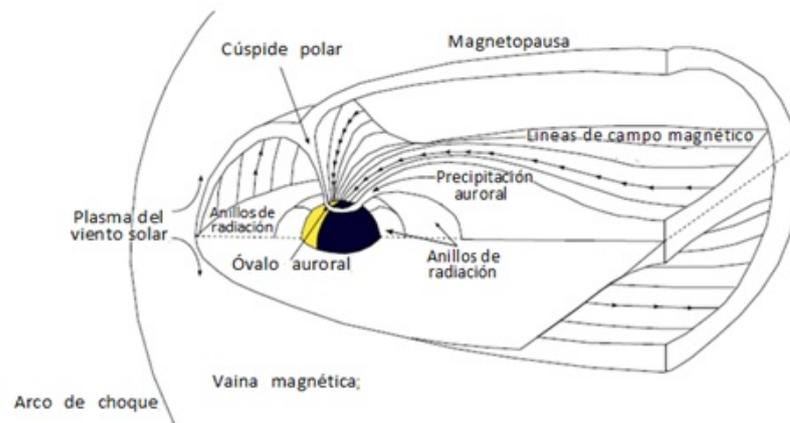


Figura 4.2: Estructura de la magnetosfera de la Tierra. El color amarillo denota el lado diurno de la Tierra. (Original de Seppälä (2007)).

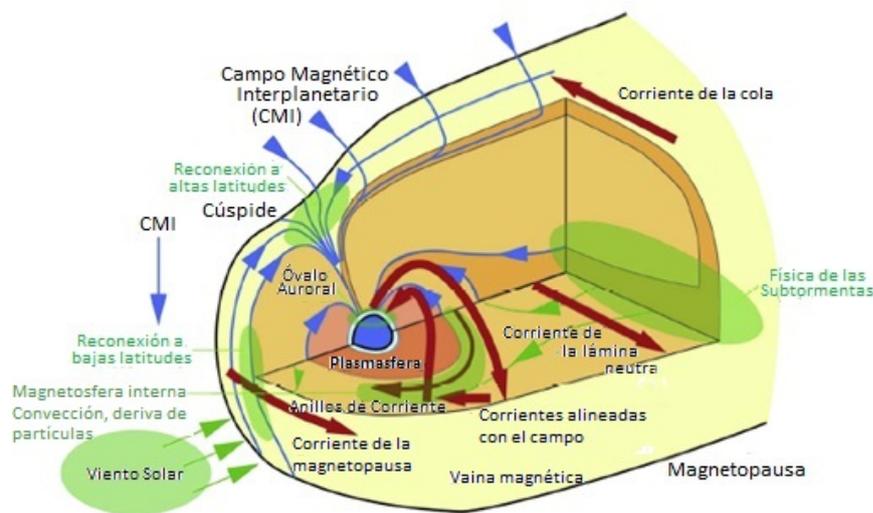


Figura 4.3: La magnetosfera con sus principales regiones plasmáticas y procesos físicos (sombreados en verde), junto con los principales sistemas de corriente (flechas rojas). La figura es una modificación de Frey (2007), en Mironova et al. (2015) traducida al español.

del cinturón de Van Allen. El borde interior de la lámina de plasma es compatible con la corriente de anillo que fluye en la magnetosfera durante las tormentas magnéticas (Hargreaves, 1992).

(b) También atrapadas en líneas de campo cerradas están las partículas energéticas conocidas como partículas de Van Allen, distribuidas en una estructura doble generalmente conocida como radiación atrapada o cinturones de radiación. Son regiones donde iones y electrones energéticos experimentan atrapamiento magnético a largo plazo. Además de los rayos cósmicos y protones solares, que simplemente están de paso, las partículas de Van Allen son las más energéticas en la magnetosfera y contribuyen a la ionización de la atmósfera superior cuando se precipitan fuera de la región de la captura.

(c) En lo profundo de la magnetosfera (región conocida como magnetosfera interna), en la plasmasfera, se encuentran electrones, protones y algunos iones pesados, todos con energías en el rango térmico. En esta región cohabitan partículas de alta energía (radiación de Van Allen) con partículas de baja energía (plasmasfera).

4.3.2. Acoplamiento de la magnetosfera a la atmosfera neutra

Acoplamiento de electrones aurorales

Las características aurorales más conocidas son los óvalos aurorales norte y sur, resultado de corrientes que fluyen continuamente dentro y fuera de la ionosfera impulsadas por la interacción continua entre el plasma del Sol (viento solar) y el plasma ligado magnéticamente a la Tierra [Mironova et al. (2015); Akasofu (1966); Feldstein (1973); Iijima and Potemra (1976a); Iijima and Potemra (1976b)].

Partículas cargadas al tocar el arco de choque delante de la magnetopausa son reflejadas magnéticamente sin haber sufrido desviación de su trayectoria helicoidal y escapan a lo largo de las líneas extendidas hacia la cola magnética, formando el manto de plasma adyacente a la magnetopausa nocturna. Esta capa de entrada puede extenderse a más de $1 R_T$ (ver Secc. 1.4) adentro de la magnetopausa. El plasma “caliente” genera los procesos aurorales, es así que, cuando un electrón precipita en la atmosfera auroral es acelerado por una diferencia de potencial eléctrico de 1 a 5 kv distribuido a lo largo de las líneas de campo magnético, que por procesos especiales dejan de ser equipotenciales.

Visto desde el espacio con un generador de imágenes global, aparecen como bandas difusas, continuas y luminosas que rodean a ambos polos geomagnéticos a altitudes ionosféricas. Las corrientes fluyen a lo largo de las líneas de campo geomagnético, y los óvalos coinciden con las regiones de corriente ascendente alineadas al campo donde los electrones fluyen hacia la ionosfera (ver Fig. 4.4).

Las partículas pueden introducirse profundamente en las capas densas de la atmosfera terrestre, aumentando la probabilidad de colisión con átomos de la atmosfera. En las colisiones, estos electrones son lo suficientemente enérgicos como para transferir energía a átomos y moléculas ionosféricas y llevarlos a estados energéticamente excitados que pueden ser desexcitados por la emisión de fotones característicos, creando así la aurora (Mironova et al., 2015). La distribución global de electrones e iones moviendose hacia la ionosfera y creando desplazamiento aurorales bien pueden ser descritos con modelos estadísticos que tienen en cuenta las condiciones geomagnéticas (Hardy et al., 1985).

Se han desarrollado varios modelos de precipitación auroral para comprender me-



Figura 4.4: Aurora austral en la Antártida Argentina, capturada en la Estación Meteorológica Base Belgrano II, ubicada aproximadamente a unos 1300 km del polo sur, el 17/06/2015. En la base Belgrano II se visualizan auroras durante el período de noche polar, entre abril y septiembre (<http://antartida-argentina.blogspot.com/2015/06/aurora-austral-en-la-antartida-argentina.html>).

por las interacciones entre el campo geomagnético, el viento solar y la ionosfera y los impactos en las comunicaciones [Brautigam et al. (1991); Hardy et al. (1991); Lui et al. (2003); Zhang and Paxton (2008); Newell et al. (2010a) en Mironova et al. (2015)]. El modelo OVATION Prime se desarrolló utilizando mediciones de partículas energéticas de los satélites DMSP (Satellite Meteorological Satellite Program) en órbita polar y considera cuatro tipos de auroras: dos tipos de auroras discretas de electrones (monoenergéticas y de banda ancha) y dos tipos de auroras difusas (de electron e ion) (Newell et al., 2010a). Las auroras discretas, a menudo espectaculares, son laminas verticales finas (100 a varios 1000 m) y arcos rayados que se mueven generalmente en la dirección este-oeste y que pueden “bailar” con las intensidades, los colores y las formas cambiantes durante condiciones activas (Prölss, 2005). Las auroras discretas son producidas por partículas aceleradas: la aurora discreta monoenergética se debe a la aceleración por campos eléctricos cuasiestáticos, mientras que la aurora discreta de banda ancha es producida por ondas dispersivas de Alfvén y tiene la mayor respuesta a la actividad geomagnética (Newell et al., 2010b). Por el contrario, las auroras difusas son anchas (100 a 1000 km de ancho), parches que a veces pulsan lentamente a aproximadamente 0,1 Hz (Jones, 1974). Aunque la aurora de electrones difusa contiene la mayor parte del flujo de energía auroral (Newell et al., 2010b), su falta de estructura e intensidad generalmente la hace menos aparente y menos visualmente excitante que la aurora discreta. La aurora de electrones difusa se debe a las partículas de lámina de plasma en la magnetosfera ecuatorial que han sido dispersadas en el cono de pérdida (pitch angle diffusion) principalmente por ondas de “chorus” (Thorne et al., 2010). La aurora difusa

es débil y por lo tanto es difícil de detectar visualmente (Jones, 1974). En el lado de noche es principalmente debido a la difusión de ángulo “pitch” en la lámina de corriente ecuatorial (Sergeev et al., 1983) en Mironova et al. (2015).

Acoplamiento de partículas del anillo de radiación exterior (electrones relativistas)

Otra fracción de partículas precipitantes deriva longitudinalmente alrededor de la Tierra y forma una lámina de plasma en el plano ecuatorial con una densidad del orden de 10^{-1} cm^{-3} y una magnitud del campo magnético del orden de 2-5 nT.

La fuente de electrones precipitantes es el cinturón externo de radiación de electrones correspondiente a los llamados cinturones de Van Allen (Fig.4.5) formado por electrones de 5-500 MeVs. Se cree que la precipitación es el principal mecanismo de pérdida de electrones del cinturón de radiación de la Tierra (Horne and Thorne, 2003). El cinturón de radiación de electrones tiene una estructura con una intensidad de electrones relativistas máxima alrededor de $L \approx 1,6$ y $L \approx 4$, L es el parámetro McIlwain. La región reducida entre los cinturones de electrones interno y externo se conoce como la región de ranura que se forma debido a la pérdida de electrones.

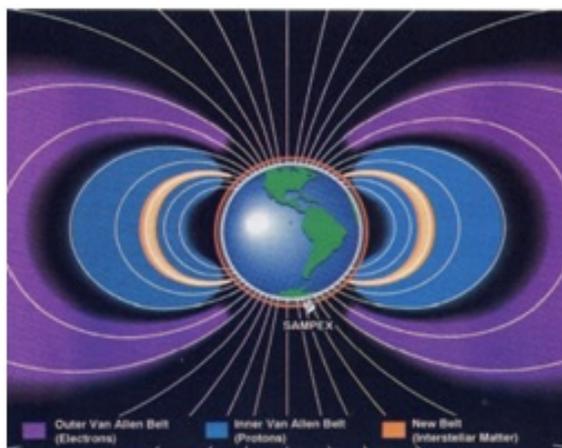


Figura 4.5: Esquema de la sección transversal de los cinturones de radiación atrapada que rodean la Tierra. Los cinturones de Van Allen se muestran en azul y morado. El cinturón interno está compuesto principalmente de protones energéticos, mientras que el cinturón exterior está principalmente compuesto por electrones energéticos. Un cinturón de radiación identificado recientemente se muestra en color rosa, está compuesto de núcleos pesados energéticos que se originan en el medio interestelar local. Todos estos cinturones se acercan más a la Tierra en la región del Atlántico Sur debido al desplazamiento del dipolo magnético de la Tierra. Se indica la órbita del satélite SAMPEX en órbita polar, que ha estudiado el nuevo cinturón. Original en (Mewaldt et al., 1994).

Estas partículas están atrapadas en el campo magnético y podrían permanecer indefinidamente así, si no fuera por procesos de difusión, aceleración y pérdida (Roederer

and Hones Jr, 1970). El cinturón de radiación externo es una fuente importante de electrones aurorales los que producen una parte del anillo auroral.

La razón de la precipitación es el forzamiento del movimiento estable de las partículas atrapadas, que puede ser causado por tormentas magnéticas (Horne et al., 2009), descargas de relámpagos (Voss et al. (1984); Bučík et al. (2006)), terremotos (Galper et al. (1995), Aleksandrin et al. (2003)) o los transmisores VLF artificiales en el suelo. Todos estos tipos de perturbaciones conducen a la generación de ondas VLF. Las interacciones onda-partícula causan tanto la aceleración de las partículas como la dispersión del ángulo “pitch”, seguidas de pérdidas. Por lo tanto, la aceleración y las pérdidas son procesos competitivos que conducen a una variabilidad espectacular del cinturón electrónico externo, especialmente en la región $L > 3$. Varios tipos de ondas interactúan resonantemente con electrones de varias energías, por lo tanto el espectro energético de los electrones que precipitan varía tanto de un evento a otro como también durante un evento. Los electrones penetran en la atmósfera hasta aproximadamente los 50 km debido a las altas pérdidas de ionización y energía de radiación; y generando rayos X, a través del proceso de “bremsstrahlung”, radiación puede alcanzar alturas de unos 20 km y menos. Sin embargo, se ha recuperado mucha información sobre la precipitación de electrones a partir de la observación de la propagación de ondas de radio subionosféricas [p.ej., Rodger et al. (2007); Rodger et al. (2010); Clilverd et al. (2007a); Clilverd et al. (2010a); Clilverd et al. (2010b)] y a bordo de satélites [por ejemplo, Imhof et al. (1991); Baker et al. (1994); Nakamura et al. (1995); Nakamura et al. (1995); Blake et al. (1996); Bučík et al. (2006); Horne et al. (2009); Vainio et al. (2009)] y referencias en los mismos, donde los electrones precipitantes pueden ser identificados a partir del ángulo “pitch” de distribución y donde la dinámica de flujo de partículas puede ser observada en detalle. La precipitación electrónica cubre el rango de energía de decenas de keV hasta varios MeV y dura desde una fracción de segundo a varias horas (Mironova et al., 2015).

Un tipo de precipitación de electrones está relacionado con microburbujas relativistas de electrones, que incluyen electrones con energías superiores a 1MeV y su duración es de menos de un segundo. Ocurren preferentemente en el lado nocturno (0200-1000 MLT) cerca del borde del límite de atrapamiento en $L = 4-6$. Debido a esta dependencia del tiempo local, se han asociado microburbujas con ondas “chorus” VLF (Lorentzen et al., 2001). Las microburbujas forman una fracción importante de la precipitación y son capaces de agotar la banda de radiación durante el día (Thorne et al., 2005). Los eventos de precipitación persistentes tienen una duración de minutos a horas y ocurren en $L = 4-7$. Se observan en el sector de la tarde/anochecer. Demuestran una fina estructura temporal a la escala de 100 ms a minutos y un espectro de energía

variable. Estos acontecimientos a menudo están conectados con las sub-estaciones magnéticas y usualmente comienzan en el sector de medianoche previo (1500-2400 MLT), típicamente mostrando disminuciones de alrededor de tres órdenes de magnitud en el flujo de electrones de 2 MeV dentro de pocas horas del inicio, seguido de un período prolongado de bajo flujo. Los eventos de hora-minuto forman el mecanismo de pérdida primaria para electrones relativistas de la zona externa (Vainio et al., 2009) y pueden ser producidos por las ondas del ciclotron del ion electromagnético (EMIC) (Millan et al., 2002). El espectro energético de los electrones precipitantes varía desde la fase principal hasta la fase de recuperación de la tormenta geomagnética. Por lo tanto, la precipitación más fuerte de los electrones >300 keV ocurre durante la fase principal, mientras que la de electrones >1 MeV durante la fase de recuperación.

Se ha verificado que los electrones reponen a un forzante solar a partir de datos del viento solar recolectados por el satélite WIND; del flujo de electrones recopilados por los instrumentos PET (Proton Electron Telescope) y LICA (Low energy Ion Composition Analyzer) a bordo del satélite SAMPEX (Solar Anomalous and Magnetospheric Particle Explorer) y que se forma NO_y en la mesosfera y la baja termosfera durante eventos de electrones a partir de datos del óxido nítrico obtenidos por el instrumento HALOE (Halogen Occultation Experiment) a bordo del satélite UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) pertenecientes a la NASA (National Aeronautics and Space Administration), entidad estadounidense por todos conocida. Para estudiar la formación y el transporte del NO_2 en la estratosfera durante eventos de electrones se han utilizado datos nocturnos de NO_2 del instrumento ISAMS (Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder) también a bordo del UARS conjuntamente con datos de electrones obtenidos por el instrumento SEM (Space Environment Monitor) ubicado en los satélites TIROS (Television Infrared Observation Satellites). Los datos del ISAMS muestran la formación cerca de los 0,1 hPa (aproximadamente 65 km) y posterior transporte del NO_2 a la estratosfera (por debajo de 1 hPa) durante eventos de electrones que se producen en los hemisferios norte y sur, en noviembre de 1991 y en mayo de 1992. El NO_2 formado es consistente con la rapidez de formación de NO_y calculada a partir de los espectros de electrones derivados de observaciones de los mismos. También lo muestran datos del ISAMS, y se extiende desde los polos hasta 30 a 40 grados de latitud.

Acoplamiento de protones por EPS (Evento Protónico Solar)

La capa de entrada situada por detrás del frente de la magnetopausa es la región de captura directa de plasma solar. Algunas de las partículas del viento solar entran

por la cúspide y eventualmente se precipitan en la atmosfera a lo largo de las líneas de campo geomagnético a altas latitudes.

Un Evento Protónico Solar, EPS (en inglés, Solar Proton Event, SPE), a menudo también llamado Evento de Partícula Solar, es una serie de hechos que comienza con una erupción, es decir, una fulguración o una EMC en el Sol, tal como se muestran en la Fig. 4.6.

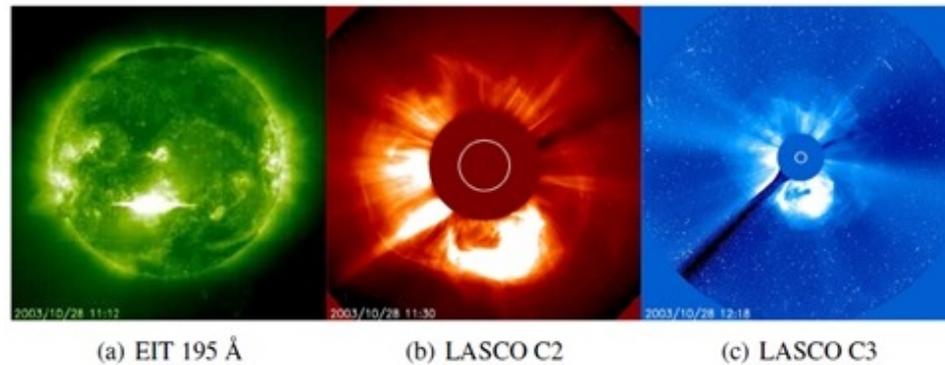


Figura 4.6: La fulguración clase X17 (a) y la EMC que le siguió (b) y (c) el 28 de octubre de 2003 registradas por los instrumentos EIT (Extreme ultraviolet Imaging Telescope) y LASCO (Large Angle and Spectrometric Coronagraph) del SOHO (Solar and Heliospheric Observatory). El círculo blanco en (b) y (c) representa el Sol sombreado por el coronógrafo. Cortesía de los consorcios SOHO/EIT and SOHO/LASCO. SOHO es un proyecto de cooperación internacional entre la ESA y la NASA (Seppälä, 2007).

En la erupción, las partículas cargadas, que por lo general el 90 % son protones, son acelerados expulsados del Sol. Las partículas aceleradas pueden alcanzar energías muy altas, de hasta cientos de MeVs. Siempre que estas erupciones se dirijan hacia la Tierra, las partículas expulsadas, una vez que alcanzan el espacio cercano a la Tierra, logran ser atrapadas por el campo magnético terrestre. Ya en la magnetosfera las partículas son canalizadas hacia los casquetes polares, en áreas cercanas a los polos magnéticos (Figs. 4.2 y 4.3), donde tienen acceso a la atmósfera (Kivelson and T, 1995). La energía de una partícula al llegar a la atmosfera determina la profundidad a la que la partícula puede penetrar a ella. Por ejemplo, un protón que posee 10 MeV de energía cinética es capaz de ionizar la atmósfera a 65 km (Hargreaves, 1992). Cuanto mayor sea la energía, la partícula penetra más bajo en la atmósfera, por ejemplo, protones de 30 MeV pueden alcanzar los 50 km de altura, protones de 50 MeV pueden alcanzar los 40 km, y protones de 100 MeV los 30 km [Fig.3.2]. Los electrones, que tienen menor masa que los protones, requieren menos energía para llegar a las mismas alturas (1 keV para llegar a 150 km, 10 keV para llegar a 108 kilómetros, y 100 keV para llegar a 84 km) (Hargreaves, 1992). Es importante señalar que el movimiento de las partículas cargadas que precipitan está determinado por el campo magnético de la Tierra. Debido a que los polos magnéticos no

están alineados con los polos geográficos, las partículas no precipitan en áreas simétricas a los polos geográficos.

Este mecanismo de precipitación de partículas que permite el acoplamiento de la atmósfera superior e inferior, es llamado de Efecto Indirecto: PPE - EI, (Indirect Effect, IE). Fue examinado hace más de tres décadas, usando un modelo de dos dimensiones (Solomon et al., 1982) y también se ha observado frecuentemente a través de mediciones [por ej.: Callis et al. (1996), Callis and Lambeth (1998), Callis et al. (1998a), Jackman et al. (1980), Jackman et al. (1995), Jackman et al. (2001), Randall et al. (1998), Randall et al. (2001), Rinsland et al. (1996), Russell III et al. (1984), Siskind et al. (1997), Siskind (2000)].

El efecto indirecto se puede contrastar con el Efecto Directo de la PPE: PPE-ED (Direct Effect, DE), en los lugares donde el NO_x se produce *in situ* en la estratosfera [por ej.: Jackman et al. (2005); Rohen et al. (2005)]; esto requiere partículas de muy alta energía y por lo tanto ocurre con menos frecuencia.

En Callis et al. (1998a) y Callis et al. (1998b) observaron que la PPE se produce durante todo el ciclo solar, proporcionando una fuente continua, pero variable, de NO_x a la termosfera inferior y mesosfera, que podría, a través del efecto indirecto, producir un impacto significativo tanto en el nitrógeno impar (NO_y , compuesto por N, NO, NO_2 , NO_3 , HNO_3 , ClONO_2 , BrONO_2 , N_2O_5 y HO_2NO_2) como en el ozono (O_3) en la estratosfera. Callis et al. (1998b), examinaron este fenómeno usando un modelo de dos dimensiones, el análisis del mismo sugiere que las variaciones en el NO_2 estratosférico medidas por el SAGE II durante el periodo que va desde el año 1985 al año 1987 fueron debidas a las variaciones en los efectos del PPE, y que el IE PPE provoca cambios en el O_3 estratosférico, de igual magnitud que las variaciones causadas por las variaciones de flujo de rayos UV solar.

4.4. Cambios en la composición química

Puesto que el nitrógeno y el oxígeno son los componentes predominantes en la atmósfera neutra, son los más afectados por la ionización. Los principales iones formados son N_2^+ , O_2^+ , NO^+ , O^+ . Estos iones pueden entonces reaccionar adicionalmente con otros iones y los átomos neutros y moléculas a través de reacciones de intercambio de carga



y la recombinación



En la ionización inicial o ionización disociativa de los átomos neutros y de las moléculas producidas por las partículas que precipitan, los electrones secundarios también pueden ser liberados



Los electrones secundarios (e_s^-), tienen altas energías y son capaces de causar ionización adicional.

Se ha sugerido que la ionización secundaria por precipitación de partículas energéticas afecta el ambiente. Algunos de los efectos son:

- la producción de los gases $NO_x = N + NO + NO_2$, y $HO_x = H + OH + HO_2$ tal como se presentó en el Cap. 2;
- gran influencia en la temperatura y la dinámica atmosféricas durante eventos protónicos solares intensos (Jackman et al., 2007);
- incrementos de NO_x y una subsecuente pérdida de ozono durante la precipitación de electrones energéticos con cambios significativos en las temperaturas polares y alturas geopotenciales. Estos cambios se llevarían a cabo como resultado de la disminución del ozono o a través de calentamiento Joule [Rozanov et al. (2005), Rozanov et al. (2012), Mironova et al. (2015)].
- aumentos de HO_x y liberación de cloro desde el reservorio de cloro atmosférico HCl. Von Clarmann et al. (2005) encontraron que el cloro liberado es capaz de contribuir a la pérdida de ozono mediante reacciones rápidas como



y que el ClO formado es capaz de participar en reacciones adicionales [Von Clarmann et al. (2005); Brasseur and Solomon (2005)]. Los incrementos en las especies de la familia de cloro impar $ClONO_2$ también han sido observados en la estratosfera media después de eventos protónicos solares (López-Puertas et al., 2005).

4.4.1. Modelado de los efectos de la precipitación de partículas energéticas sobre la composición química (y transporte) de la atmosfera

Los efectos que la precipitación de partículas energéticas tiene sobre la composición química atmosférica pueden ser estudiados, dependiendo de la fuente de partículas que precipitan, empleando modelos que consideren la ionización de la atmosfera neutra o adicional ya sea asumiendo una cantidad fija de NO_x y HO_x producida por par ion [Rusch et al. (1981), Jackman and McPeters (1985), Jackman et al. (1990), Jackman et al. (1995)] o resolviendo la química de iones (Seppälä, 2007).

A continuación se indican algunos modelos usados para estudiar los efectos de la precipitación de partículas energéticas, los cuales se ajustan en forma constante.

Modelo SIC (Sodankylä Ion Chemistry)

El modelo SIC ha sido desarrollado por el Observatorio Geofísico de Sodankylä (Sodankylä Geophysical Observatory, SGO) bajo la dirección del Dr. Esa Turunen con la colaboración de otras instituciones. Calcula las reacciones iónicas y neutras sin necesidad de parametrizar la producción de NO_x y HO_x . El modelo original, en el que sólo se consideraba la química de iones, se describe en Turunen et al. (1996) y Verronen et al. (2005). Se desarrolló como una herramienta para estudiar la región ionosférica D. Más tarde, Verronen et al. (2002), incluyeron en el modelo la química neutra y posteriormente el transporte vertical, incorporando la difusión molecular y por remolinos, desde entonces aumentó su versatilidad y extendió su rango de altura, por ejemplo, en Turunen et al. (2009) emplearon el flujo de partículas y los espectros de energía disponibles en ese momento. La versión actual del modelo está especialmente diseñada para ser utilizada como una herramienta de inversión para la precipitación de partículas energéticas (electrones, protones y rayos cósmicos galácticos) (por ejemplo, Turunen et al. (2016)), incluye un transporte vertical, varios cientos de reacciones químicas y forzamientos externos debido a la radiación solar (variación del flujo solar). Para cada caso de estudio el flujo solar es calculado usando el modelo empírico SOLAR2000 (Tobiska et al., 2000).

El modelo también tiene en cuenta la producción desde el suelo y los primeros estados excitados (estados cuánticos metaestables) del nitrógeno (N) por emisión secundaria. Resuelve la concentración de 77 constituyentes (14 neutros, 36 positivos y 27 negativos) (<https://www.sgo.fi/SIC/>) en el rango de 20-150 km de altura con un paso vertical de 1 km (Kovács et al., 2016) y más de 400 reacciones. Utiliza el espectro solar de longitudes de onda entre 1-423 nm y la atmósfera neutra de fondo para los constitu-

yentes principales se toma del modelo MSISE-90 (Hedin, 1991). El modelo es avanzado en intervalos de tiempo pequeños, importante cuando se examinan los cambios durante el amanecer y el atardecer (Verronen et al., 2006a). Como ejemplo de aplicación, el modelo SIC se utilizó en (Clilverd et al., 2005), Seppälä et al. (2006), (Clilverd et al., 2006b), (Clilverd et al., 2007b) y (Clilverd et al., 2009).

Modelo 3D CMAT (Coupled Thermosphere and Middle Atmosphere)

Según Dobbin et al. (2006), el modelo Termosfera y Atmosfera Media Acopladas (CMAT), presentado en detalle en Harris (2001) y Dobbin (2005), es una extensión del modelo 3D Ionosfera y Termosfera Acopladas (CTIP, Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere). El modelo resuelve las ecuaciones no lineales de energía, momento y continuidad, incluye un completo esquema químico de la mesosfera y la termosfera con un detallado cálculo autoconsistente de la producción y transporte de NO. En (Dobbin, 2005), se detalla que este modelo se desarrolló con el fin de proporcionar una herramienta para investigar el acoplamiento bidireccional entre la atmósfera inferior y superior de la Tierra. Este modelo se ha actualizado para incluir datos empíricos de flujo solar de alta resolución y secciones transversales de fotoabsorción e ionización actuales. Se han realizado mejoras en el esquema químico y se ha implementado una nueva parametrización de ondas de gravedad espectral. Se han investigado los factores que influyen en la producción y pérdida de especies de nitrógeno extrañas en la termosfera inferior. Se presenta la representación del óxido nítrico en el modelo CMAT y se compara con datos empíricos. Se han realizado estudios para investigar la producción global, transporte e impacto del óxido nítrico en la región MLT (mesosfera termosfera inferior) durante y después de períodos de mayor actividad solar y geomagnética. Dobbin et al. (2006) también destacan que las temperaturas pronosticadas por este modelo concuerdan muy bien con las observadas por el interferómetro Fabry Perot en Kiruna (FPI-UCL), al norte de Suecia, cuando se tienen en cuenta los cambios en la actividad solar y auroral para el cálculo de las densidades de NO. El éxito de modelos físicos como CMAT en la reproducción del viento observado en la estratosfera, mesosfera y termosfera les permitió investigar el equilibrio de momento en la atmósfera terrestre utilizando datos de observación de la intensidad espectral, como los medidos por el espectrómetro Student Nitric Oxide Explorer (SNOE).

Modelo TIME-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model)

El Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (NCAR, National Center for Atmospheric Research - en Boulder, Colorado, USA) ha desarrollado desde principios de los años 80 una serie de modelos numéricos de simulación de la atmósfera superior de la Tierra, incluyendo la estratosfera superior, la mesosfera y la termosfera en el Observatorio de Altas Alturas (HAO, High Altitude Observatory) para estudiar la temperatura global, circulación y estructura química de la termosfera y su respuesta a la energía solar y actividad auroral. Los Modelos Termosféricos de Circulación General (TGCM) son modelos tridimensionales, dependientes del tiempo y de la atmósfera superior neutra de la Tierra. Los modelos utilizan una técnica de diferenciación finita para obtener una solución autoconsistente para las ecuaciones acopladas no lineales de hidrodinámica, termodinámica, continuidad del gas neutro y para el acoplamiento entre la dinámica y la composición. Su desarrollo histórico puede reducirse en:

- TGCM (Thermosphere General Circulation Model), 97 ~ 500 km [Dickinson et al. (1981), Roble et al. (1982)].
- TIGCM (Thermosphere-Ionosphere General Circulation Model), 97 ~ 500 km [Roble and Ridley (1987), Roble et al. (1988)].
- TIE-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation Model), 97 ~ 500 km [Richmond et al. (1992), Richmond (1995)]. Incluye un esquema aeronómico autoconforme para el sistema de termosfera/ionosfera acoplado.
- TIME-GCM (Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics GCM), 30 ~ 500 km, [Roble and Ridley (1994); Roble (1996)]. Extiende el límite inferior de 97 a 30 km e incluye los procesos físicos y químicos apropiada para la estratosfera superior, la mesosfera y termosfera inferior (MLT, Mesosphere and Lower Thermosphere) y cuenta con el paquete químico "Model for Ozone And Related chemical Tracers" MOZART-3 (55 especies). Este es un modelo global de transporte químico tridimensional desarrollado por el NCAR (en USA), el Instituto Max-Planck de Meteorología (MPI-M, Max Planck Institute for Meteorology en Hamburgo, Alemania) y el Laboratorio de Dinámica de Fluidos Geofísicos de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA/GFDL, National Oceanic and Atmospheric Administration/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - en Princeton, Nueva Jersey, USA). El MOZART-4 es adecuado para los estudios de química troposférica, sin embargo, ya no se está desarrollando habiendo sido

reemplazado por CAM-chem (Liu and Wang, 2010).

El modelo atmosférico de circulación general (GCM, General Circulation Model) fue sugerido por Raymond Roble a finales del Siglo XX, su ambicioso objetivo fue desarrollar un modelo que se extienda desde la superficie a la termosfera para modelar la atmósfera-ionosfera acoplada con conductores de la meteorología terrestre y los aportes geomagnéticos solares (Yudin et al., 2015). El CAM3 es la quinta generación del modelo atmosférico NCAR-GCM. Una descripción que detalla las ecuaciones gobernantes, parametrizaciones físicas y algoritmos numéricos de CAM3 se da en Collins et al. (2004) (Jackman et al., 2008).

Una parte importante del éxito de TIMEGCM ha resultado de su especificación de entrada detallada, las entradas requeridas por el modelo incluyen el flujo solar a 57 longitudes de onda clave, parametrizadas por el flujo F10.7. Por lo general, el flujo F10.7 está disponible una vez al día, por lo que la variabilidad a corto plazo, como los efectos de destello, no se capturan con fidelidad. Sin embargo, la variabilidad del día a día y los efectos a más largo plazo como el efecto de rotación solar de 27 días y el ciclo solar de 11 años se reproducen bien. Las entradas TIME-GCM incluyen precipitación de partículas de alta latitud y campos eléctricos. Estas simulaciones fueron tan precisas que condujeron al descubrimiento de una estructura importante en la composición y densidad neutra de alta latitud (Crowley et al., 1996).

Modelo WACCM (Whole Atmosphere Chemistry Climate Model)

El Modelo Climático Químico Atmosférico Global (WACCM) es un modelo numérico integral que introduce radiaciones espectrales que abarcan el rango de altura desde la superficie de la Tierra hasta la termosfera, es uno de los pocos modelos climáticos capaces de dar cuenta de la química de la estratosfera, permitiendo, por ejemplo, una representación autoconsistente del desarrollo y recuperación del agujero de ozono estratosférico y su efecto sobre la troposfera Marsh et al. (2013).

El desarrollo de este modelo es una colaboración interdivisional del Centro Nacional para Investigaciones Atmosféricas (NCAR, National Center for Atmospheric Research) de Boulder, Colorado, USA. Este modelo unifica aspectos tanto del modelado de la atmósfera superior del “Observatorio de Grandes Alturas” (HAO, High Altitude Observatory) como el modelado de la atmósfera media de la división “Observaciones y Modelos de Química Atmosférica” (ACOM, Atmospheric Chemistry Observations & Modeling). También incluye el modelado troposférico de la división “Clima y Dinámica Global” (CGD, Climate & Global Dynamics), utilizando tanto el Modelo del Sistema Comunitario Terrestre del NCAR (CESM, Community Earth System Model)

(<http://www.cesm.ucar.edu/>) como un sistema numérico común. Se basa en el Modelo Atmosférico Comunitario (CAM3 Community Atmosphere Model Version 3) que incluye la dinámica y los procesos físicos atmosféricos.

El modelo WACCM es continuamente ajustado y su evolución puede detallarse como sigue:

- WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model), 0 ~ 140 (Verronen et al., 2016).
- WACCM2 (Whole Atmosphere Community Climate Model - secondversion) 0 ~ 150 km. Implementa en el WACCM una parametrización de las ondas de gravedad según propiedades de convección (Beres et al., 2005).
- WACCM3 (Whole Atmosphere Community Climate Model - thirdversion) 0 ~ 145 km (Jackman et al., 2008).
- WACCM4 (Whole Atmosphere Community Climate Model-fourth version) La cuarta versión del Modelo cuantifica los impactos del ciclo solar, incluyendo tanto la irradiancia como la precipitación de las partículas, en la atmósfera media (Peck et al., 2015).
- WACCM-X (Extended Whole Atmosphere Community Climate Model), 0 ~ 500 km (Liu and Wang, 2010).
- CESM1 (WACCM), incluye una representación de la oscilación cuasi-bienal (QBO) que permite una mejora significativa en la representación de la variabilidad del ozono en la estratosfera tropical. Esta versión del WACCM se describe en Marsh et al. (2013).

El modelo comunitario del clima (CCM, Community Climate Model) es un modelo atmosférico global y tridimensional. La versión original es CCM0A (Washington, 1982) y CCM0B (Williamson, 1983). La segunda generación, CCM1, fue introducido en julio de 1987 e incluyó una serie de cambios significativos en la formulación del modelo como la parametrización de la radiación, y procesos de difusión vertical y horizontal, así como la formulación del intercambio de energía superficial. La tercera generación, CCM2, fue lanzada en octubre de 1992, esta versión presenta una representación física mejorada de procesos climáticos claves, incluidas las nubes y la radiación, la convección húmeda, la capa límite y el transporte. El CCM3 fue la cuarta generación de la serie de estos modelos comunitarios del Clima del NCAR con la incorporación de gases traza minoritarios del CO₂ entre otras modificaciones.

El CESM es un modelo del clima combinado para simular el sistema del clima de la Tierra, se compone de diferentes modelos, simulando simultáneamente la atmósfera terrestre, el océano, la tierra, el hielo terrestre y el hielo marino, además de un componente de acoplamiento central, que permite a los investigadores realizar investigaciones fundamentales sobre los estados climáticos pasados, presentes y futuros de la Tierra. Este Software pertenece al grupo de ingeniería (CSEG, Software Engineering Group) patrocinado por la Fundación Nacional de Ciencia (NSF, National Science Foundation), agencia gubernamental de los Estados Unidos que impulsa investigación y educación fundamental en todos los campos no médicos de la Ciencia y la Ingeniería, y el Departamento de Energía de los Estados Unidos (DOE, United States Department of the Energy). La administración del CESM es mantenida por la CGD, NCAR. Su versión CESM1 incluye un componente atmosférico que se extiende en altitud a la termosfera inferior e incluye la química completamente interactiva (Marsh et al., 2013).

Modelo GSFC 2-D (Two-Dimensional Model Description and Simulations)

Este modelo bidimensional del laboratorio de investigación de la NASA llamado Centro de Vuelo Espacial Goddard (GSFC, Goddard Space Flight Center) ha estado en uso desde finales de los años 80 y ha tenido grandes mejoras a lo largo de los años. El Dr. Charles H. Jackman es el mentor y principal investigador del proyecto desde 1987 - al presente (<https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/People/Jackman/2Dmodel/2dnew.html>). Se utiliza en la Química Atmosférica y en la Dinámica para comprender los procesos físicos y químicos relacionados con los cambios de ozono en la estratosfera y la mesosfera. Las condiciones industriales promediadas zonalmente y las especies químicas, como el vapor de agua, se obtienen del modelo GSFC 2-D. El dominio de éste se extiende desde el polo sur al polo norte en latitud (entre 85° S y 85° N) espaciados 4° de latitud y el rango vertical del modelo, igualmente espaciado 1 km, es desde el suelo hasta cerca de 92 km de altura (0,0024 hPa). La química que incluye el modelo (alrededor de 40 procesos de fotodisociación y alrededor de 110 reacciones químicas) involucra 52 constituyentes atmosféricos diferentes, vientos verticales y meridionales, y procesos de difusión. El modelo GSFC 2-D y el modelo tridimensional de transporte químico (CTM3-D, Chemistry and Transport Model) del Emprendimiento de Modelización Global (GMI, Global Modeling Initiative) se utilizó para predecir la influencia a mediano plazo (meses) de acontecimientos solares (Jackman et al., 2014). El GMI es parte del programa MAP (Modeling Analysis and Prediction) de la NASA.

El próximo modelo, no modela el efecto de las partículas en la atmósfera neutra, pero nos ayuda a entender la física de los cinturones de Van Allen.

Modelo RBE (Radiation Belt Environment)

En 1999 el “American Institute of Aeronautics and Astronautics” ofrecía: Guía para modelar el entorno de radiación atrapada de la Tierra. Lauenstein et al. [2005] evaluaron el estado del modelado del entorno de los cinturones de radiación disponibles hasta ese momento proporcionando detalles y comparaciones entre los modelos para las órbitas comúnmente utilizadas.

Para entender la dinámica del cinturón de radiación de la Tierra y predecir las condiciones de radiación, (Fok et al., 2008) desarrollaron un modelo físico basado en datos de electrones energéticos en los cinturones de radiación de la Tierra llamado Entorno del Anillo de Radiación (en inglés: Radiation Belt Environment, RBE). La Fig. 4.7 resume la arquitectura y lógica de este modelo. Las únicas entradas al mismo son la velocidad y densidad del viento solar, la intensidad del CMI y los índices geomagnéticos Dst y Kp. Con todos los modelos auxiliares, el modelo RBE proporciona los flujos de electrones entre 10 keV a 6 MeV del anillo de radiación interno en la magnetosfera. Tiene en cuenta el campo magnético real y variable en el tiempo y considera los efectos de las interacciones onda-partícula con las ondas de chorus del modo “silbato”. Ellos estudiaron la tormenta del 23 al 27 de octubre de 2002. Más adelante Fok et al. (2011) estudiaron la supertormenta de noviembre de 2003 y Clilverd et al. (2013) la del 27 de febrero de 2012 inspirados en este modelo. Ambos casos de estudio se realizaron para alturas mayores a las de interés en este trabajo.

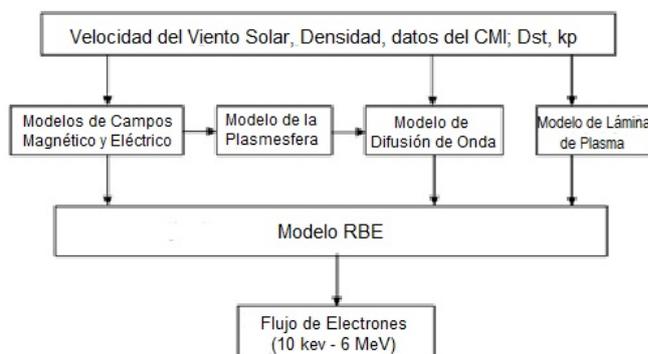


Figura 4.7: Arquitectura y lógica del modelo RBE. Variables de entrada y salida del mismo (Fok et al., 2008).

4.5. Efectos en la atmosfera producidos por eventos protonicos. Un ejemplo

Eventos protónicos solares de octubre-noviembre de 2003

En el capítulo anterior (Cap. 3) se dijo que la vida fotoquímica del NO_x depende fuertemente de las condiciones de iluminación. Durante la noche la vida química de la familia NO_x es del orden de los años en la atmósfera media. Así, cualquier aumento de NO_x que tiene lugar durante la noche polar puede influir en la atmósfera media durante varios meses, antes de que el período de oscuridad termine. En el comienzo de la temporada de invierno polar del hemisferio norte durante 2003-2004 se llevó a cabo una serie de eventos de protones solares. Cuatro EPSs separados ocurrieron dentro de sólo diez días. El primero de los EPSs comenzó el 26 de octubre a partir de una llamarada solar clase X1 (X1 se refiere a la intensidad del flujo de rayos X de 0,1-0,8 nm en unidades de 10^{-4} Wm^{-2} , es decir, que una llamarada X1 tiene una intensidad de rayos X de $1 \times 10^{-4} \text{ Wm}^{-2}$) que fue seguida inmediatamente por un halo EMC (Fig. 4.6). Para este evento, el flujo máximo de los protones con una energía mayor que 10 MeV fue de sólo 466 partículas $\text{s}^{-1} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$ (466 pfu, unidad de flujo de partículas, [pfu] = flujo de $>10 \text{ MeV}$ partículas $\text{s}^{-1} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-2}$), sin embargo sólo dos días más tarde, el 28 de octubre, se observó otra llamarada, esta vez X17, mucho más intensa, también seguida por un halo de EMC. El 29 de octubre, los detectores de partículas a bordo de la nave GOES en órbita geosincrónica midieron un flujo de partículas de 29.500 pfu. Estos altos flujos de partículas dieron lugar a altas velocidades de ionización en las atmósferas polares [Jackman et al. (2005) y Verronen et al. (2005)]. A partir de la precipitación de protones, el mayor forzante se colocó a alturas de 30 a 100 km, donde la ionización se maximizó el 29 de octubre. El forzamiento de partículas continuó con EPSs más pequeños el 2 y 4 de noviembre. Aunque los dos últimos EPSs fueron muy pequeños, el evento del 4 de noviembre fue precedido por el registro de una llamarada solar que fue categorizada X28 basada en la saturación de los detectores de partículas a bordo de los satélites GOES. Más tarde, utilizando la ionosfera de la Tierra como detector gigante de rayos X, Thomson et al. (2004) sugirieron que la magnitud de la llamarada era de hecho de alrededor de X45. Estos acontecimientos de EPS fueron llamados de Halloween, pues esta serie de hechos comenzó solamente algunos días antes del día de Halloween, y la precipitación de la partícula iniciada por las tormentas solares condujo a una magnífica aurora observada incluso en latitudes medias durante las celebraciones de este día.

La ionización producida por la precipitación de protones (Fig. 4.8) conduce a una producción significativa de NO_x en la región termosfera inferior-mesosfera-estratosfera. De acuerdo con los resultados del modelo SIC, alrededor de $3,4 \cdot 10^{33}$ moléculas de NO_y se produjeron después de estos EPS (Jackman et al., 2005), convirtiendo al evento en el cuarto mayor en producción de NO_y desde 1972 (Jackman et al., 2001). En el pasado, varios modelos habían predicho la producción de NO_x después de un EPS y su extensión durante el oscuro invierno polar [Jackman et al. (1993), Jackman et al. (1995), Vitt and Jackman (1996), Vitt et al. (2000)]. Sin embargo, no había mediciones continuas disponibles antes de los eventos de Halloween. Uno de los instrumentos que observó la atmósfera polar durante los acontecimientos de octubre a noviembre de 2003 fue GOMOS. En Seppälä et al. (2004) se presentan los resultados de los incrementos nocturnos de NO_2 observados en altas latitudes septentrionales. Dado que se trata de observaciones nocturnas, los valores de NO_2 son una buena aproximación de los NO_x totales por debajo de unos 60 km. Las observaciones mostraron que dentro de los diez días posteriores a los acontecimientos, el contenido de NO_x estratosférico superior había aumentado entre 400-1000 %. Dos meses después del comienzo de los acontecimientos, a finales de diciembre de 2003, se observó que los incrementos de NO_x descendían gradualmente a alturas más bajas a una velocidad de unas pocas décimas de km por día y una disminución del ozono en las alturas estratosféricas y mesosféricas inmediatamente después de los eventos.

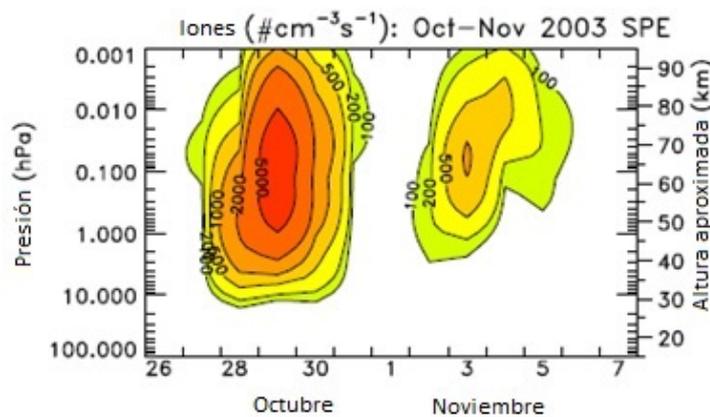


Figura 4.8: Promedio diario de las frecuencias de producción por unidad de volumen de pares iónicos usando mediciones del flujo de protones del GOES 11 para el período temporal desde el 26 de octubre hasta el 7 de noviembre de 2003. Los niveles de contorno son 100, 200, 500, 1000, 2000 y $5000 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Original de Jackman et al. (2008).

En las semanas posteriores a los EPS, hasta finales de noviembre, el descenso de ozono fue mayor en la estratosfera. Durante diciembre, el ozono estratosférico inició una re-

cuperación gradual que terminó con un súbito calentamiento estratosférico a finales de diciembre. Durante el calentamiento estratosférico, el vórtice polar fue interrumpido y desplazado del polo, con lo que la mezcla de aire avanzó y el ozono se recuperó. El aumento repentino de NO_x después de los eventos de octubre-noviembre de 2003 que presenta el casquete polar (latitudes $60^\circ \text{N} - 90^\circ \text{N}$) NO_x y ozono para los inviernos polares 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006 se muestra en el panel izquierdo de la Fig. 4.8. El descenso gradual de los NO_x y el súbito calentamiento estratosférico en diciembre de 2003 están claramente presentes.

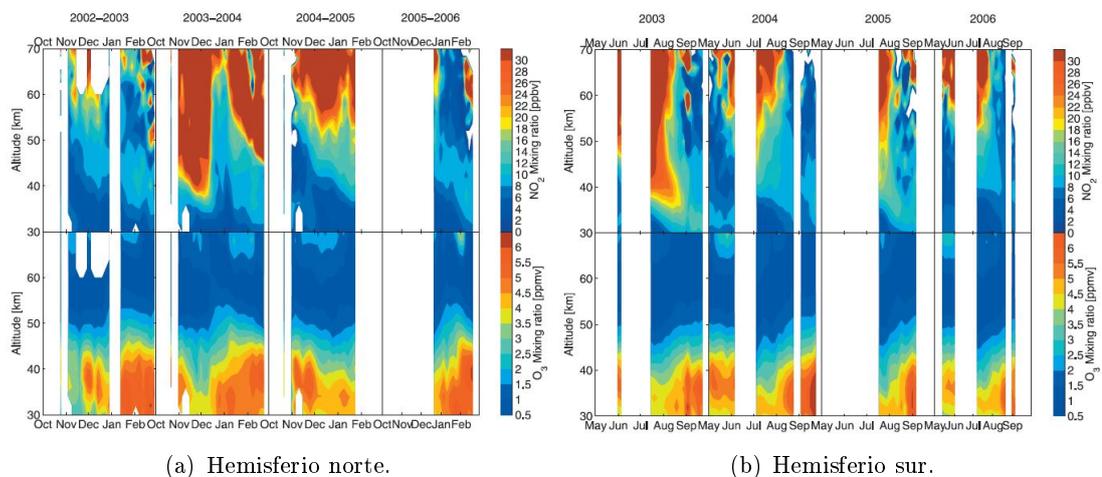


Figura 4.9: Observaciones nocturnas del GOMOS de NO_2 [ppbv] y ozono [ppmv] en los casquetes polares. La relación en mezcla en volumen del NO_2 [ppbv = partes por billon de volumen] está representado en las filas superiores de los paneles y la relación en mezcla en volumen de ozono [ppmv = partes por millon de volumen] en las filas inferiores de los paneles. De (Seppälä, 2007).

NO_x producido por precipitación de partículas energéticas y transporte vertical

En la primavera de 2004, después de los eventos de protones solares de octubre a noviembre de 2003, se observó la mayor cantidad de O_x registrada en la región polar norte [Natarajan et al. (2004), Randall et al. (2005), López-Puertas et al. (2007)]. Estos fueron atribuidos en primer lugar a los eventos de protones solares en el año anterior, pero, como fue sugerido por Randall et al. (2005), sería altamente improbable que el aumento de NO_x de los EPS hubiera sobrevivido en la atmósfera sin verse afectado por la mezcla del calentamiento estratosférico repentino en diciembre de 2003 (Manney et al., 2005) o por el descenso durante el invierno. Utilizando la propagación de ondas de radio a muy baja frecuencia subionosférica se determinó que el NO_x anormalmente

alto era más probable que fuera de origen termosférico [Clilverd et al. (2006c), Seppälä (2007)]. Esto fue consistente con que los NO_x son producidos por una menor energía en la precipitación de partículas energéticas (energías aurorales) en la termosfera inferior y transportados a alturas más bajas en lugar de producidos en la estratosfera superior por precipitación de partículas energéticas tales como SPEs. El origen termosférico de los aumentos de NO_x también es apoyado por Funke et al. (2007).

En (Clilverd et al., 2007b) se utilizaron las mediciones de ondas de radio subionosféricas para examinar tres inviernos polares en el hemisferio norte (2003-2004, 2004-2005, 2005-2006) con el objetivo de determinar los periodos de aumento de ionización mesosférica persistente. Estos periodos de ionización son típicamente causados ya sea por precipitación de partículas energéticas intensas, tales como eventos de protones solares, o por descenso de NO_x termosférico. Para todos los inviernos se utilizó el mismo camino de propagación de ondas de radio; la señal del transmisor en Islandia (NRK) fue recibida en Ny Ålesund. Esta trayectoria representa bien la región del casquete polar norte. (Ver Fig. 4.10).

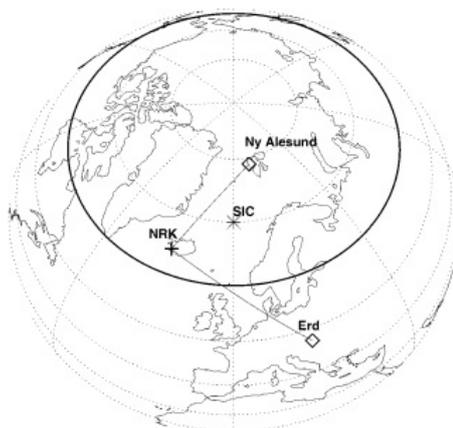


Figura 4.10: Trayectorias de propagación subionosférica desde Islandia (Islandia) a los sitios receptores de AARDDVARK en Nueva Álesund (Ny-Ålesund) y Érd en Hungría. También se muestra la ubicación de modelización del SIC (Sodankylä Ion Chemistry). Original de (Clilverd et al., 2007b).

Las señales del descenso de NO_x a través de la alta mesosfera se vieron durante el primer período de invierno, pero no durante los otros dos. El primero de los inviernos (2003-2004) estuvo marcado por dos factores no relacionados entre sí, pero igualmente importantes para el descenso significativo de NO_x : (1) hubo ionización significativa por precipitación de partículas; (2) un fuerte vórtice polar proporcionó aislamiento de la masa de aire polar y fuerte transporte descendente durante el invierno. En el segundo invierno (2004-2005) sólo hubo ionización significativa y en el tercer invierno (2005-2006)

sólo un fuerte vórtice polar, pero no estaban presentes los dos factores en forma conjunta. Mediante la aplicación de perfiles de NO que contienen un aumento en la capa de NO en el modelo de química iónica y neutra se confirmó que las mediciones de propagación de ondas de radio en enero de 2004 correspondían a un factor de 100 de aumento en el NO mesosférico a alturas de 70-90 km. Estos resultados concondaron con las observaciones de instrumentos satelitales [Randall et al. (2005), Randall et al. (2006)] realizadas a alturas más bajas.

Las observaciones de GOMOS de los inviernos polares (Ártico: 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006; Antártico: 2003, 2004, 2005, 2006) muestran que los NO_x aumentan casi todos los inviernos, como se observa en la Fig. 4.8. Se calculó el promedio del NO_2 del invierno polar (con todas las observaciones disponibles para octubre-enero en el hemisferio norte y mayo-agosto en el hemisferio sur), la columna parcial se calculó a partir de estas observaciones del GOMOS alrededor de la estratopausa (46-56 km). Durante los meses de invierno polar, la región de la estratopausa funciona como una región de tránsito para los NO_x que descienden de la termosfera-mesosfera inferior a la estratosfera (ver Figs. 3.2 y 3.3).

Cuando se compararon estos valores con la actividad geomagnética media del invierno (índice de actividad geomagnética Ap medido en los mismos meses que la columna de NO_2), se observó una relación casi lineal, mostrada en la Fig. 4.11.

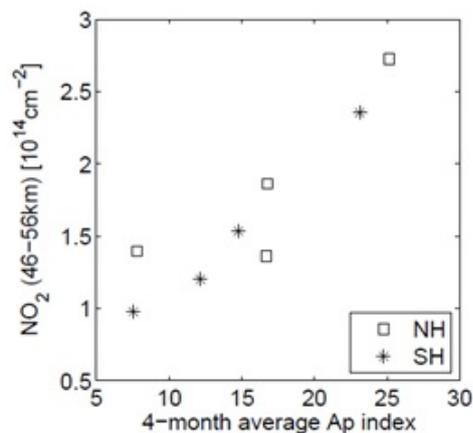


Figura 4.11: Promedio de 4 meses del índice Ap y la columna de NO_2 de la noche polar (46 - 56 km, hacia los polos de latitudes 60° N/S) de Seppälä (2007). Cuadrados: hemisferio norte. Estrellas: hemisferio sur. El promedio fue hecho para octubre-enero en el hemisferio norte y mayo-agosto en el hemisferio sur.

La correlación entre los aumentos de NO_x estratosféricos y la actividad geomagnética se ha observado antes en el hemisferio sur fuera del área nocturna polar [por ejemplo Siskind (2000), Randall et al. (2007)]. Las observaciones nocturnas del NO_2 realizadas

por GOMOS muestran una correlación similar también en el hemisferio norte durante el período nocturno polar, a pesar de la falta de condiciones estables del vórtice polar, que se cree son importantes para la correlación del hemisferio sur. En el hemisferio norte, los aumentos de NO_2 en 2004-2005 son tan grandes como se esperaba de las correlaciones antárticas [Seppälä et al. (2007) y Seppälä (2007)] (ver Fig. 4.5), aunque no hubo precipitación significativa de partículas. Este análisis no incluyó un factor que describiera las condiciones meteorológicas durante cada invierno y debe señalarse que las condiciones meteorológicas en el hemisferio norte son más variables que en el hemisferio sur. Por ejemplo, las condiciones meteorológicas excepcionales en el hemisferio norte en 2004 y 2006 (Randall et al., 2007) conducen a un transporte efectivo hacia abajo del NO_x termosférico, dando como resultado el NO_x más alto jamás observado en la estratosfera en la primavera y principios del verano. En ambos casos, las alturas estratosféricas no se vieron afectadas por las condiciones meteorológicas excepcionales hasta fines de enero-febrero, por lo que las observaciones del GOMOS de octubre a enero utilizadas para calcular las columnas de NO_2 se hicieron principalmente durante condiciones dinámicas más típicas del hemisferio norte. Por lo tanto, las columnas NO_2 presentadas y la linealidad encontrada entre el NO_2 y el índice medio de actividad geomagnética, A_p , no fueron significativamente afectadas por las condiciones meteorológicas excepcionales en 2004 y 2006, pero representan el invierno polar más típico del Hemisferio Norte. Si el período promedio del hemisferio norte se extendiera a la primavera con la ayuda de otros experimentos (ya que las observaciones de GOMOS terminan en febrero), e incluido en el análisis, se esperaría que la linealidad se rompiera. La importancia de las condiciones meteorológicas cambiantes se destaca en los resultados del invierno ártico 2005-2006: la columna de NO_2 promedio es similar en tamaño al año 2002-2003 y es más alta de lo que se esperaría de las condiciones geomagnéticas. Posteriormente, en febrero de 2006, se observaron altos valores de NO_x alrededor de 100 ppbv como resultado del descenso de NO_x dentro de un vórtice polar excepcionalmente fuerte en ese momento (Randall et al., 2006).

Producción de HO_x mesosférico y pérdida de ozono

La serie de eventos de los protones solares que comienzan con una llamarada solar de la clase X el 15 de enero de 2005, se ha estudiado extensamente bajo diversos temas interdisciplinarios [D'Andrea and Poirier (2005), Clilverd et al. (2006a), Kokorowski et al. (2006), Simnett (2006), Verronen et al. (2006b), Moradi et al. (2006)]. Estos eventos de protones solares no fueron excepcionales en duración o intensidad de flujo, pero los flujos de partículas de alta energía fueron extraordinariamente grandes, es decir, la energía de

los protones fue de espectro duro (con altas energías). Después de la erupción solar de la clase X7 del 20 de enero, los flujos de protones de alta energía (>100 MeV) registrados en la órbita geoestacionaria por el satélite GOES-11 fueron iguales en intensidad a los registrados durante los eventos solares protónicos de octubre de 1989. Los flujos se mantuvieron en niveles moderados. Debido a esta dureza espectral, el mayor impacto de la precipitación ocurrió a alturas inferiores a lo normal, llegando a la estratosfera (ver panel de la izq. de la Fig. 4.11).

Los paneles de la derecha de la Fig. 4.11 muestran los resultados de los cálculos del modelo SIC para HO_x , NO_x y O_3 . El modelo se ejecutó para el período de tiempo entre el 15 al 24 de enero de 2005. Los picos de flujo de protones mostrados en el panel derecho como líneas punteadas grises están marcados en los paneles de HO_x , NO_x y O_3 con líneas discontinuas verticales de color rojo. A pesar de la dureza del espectro de protones, el impacto *in situ* sobre la composición estratosférica parecía ser insignificante debido a la rápida recuperación de los flujos de protones de alta energía a niveles normales y a la producción relativamente baja de NO_x a alturas estratosféricas. [Seppälä et al., 2006].

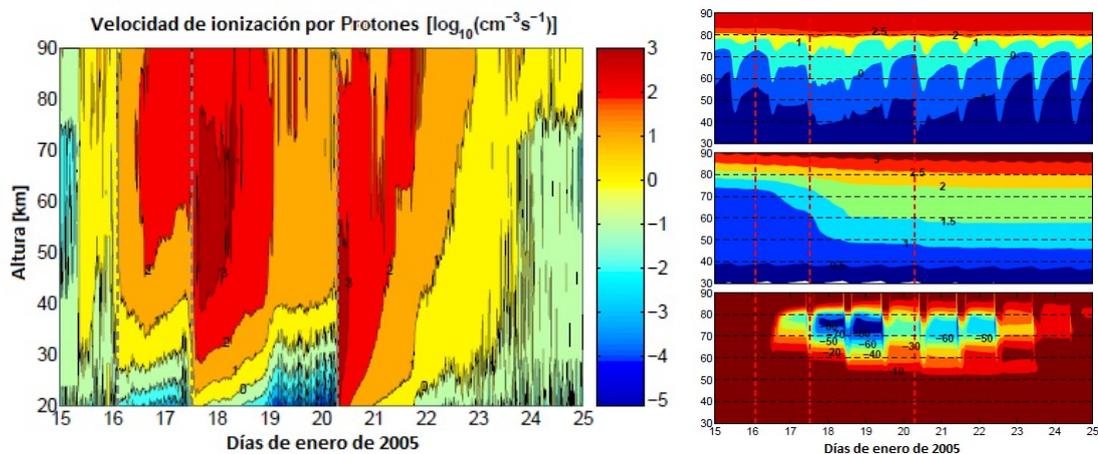


Figura 4.12: (a) Velocidades de ionización atmosférica por precipitación de protones, a alturas entre 20-90 km. (b) Modelo de las velocidades de mezclado en volumen [$\log_{10}(\text{ppbv})$] de, arriba: HO_x ($\text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$), al medio: NO_x ($\text{N} + \text{NO} + \text{NO}_2$) y abajo: O_3 [%] de cambio debido a la precipitación de protones. Las líneas del contorno son (0.1, $10^{0.5}$, 1, $10^{0.5}$, 10, $10^{1.5}$, 100 ppbv), (10, 30, 50, 100, 150 ppbv), y (-80, -70, -60, -50, -40, -30, -20, -10 %) respectivamente. Todos los cálculos del modelo son para la localización de 70° N. La altura [km] se muestra en el eje y. Las líneas discontinuas muestran los comienzos de los Eventos Protónicos Solares. De (Seppälä, 2007).

Sin embargo, a mayores alturas en la mesosfera superior se produjeron efectos significativos. A alturas de alrededor de 65 km a 80 km el ozono disminuyó hasta un 80 por ciento en comparación con los modelos sin precipitación de protones. Esto fue causado por los aumentos significativos de los componentes de HO_x . Se encontraron disminuciones

similares en el ozono a partir de las observaciones de GOMOS (Fig. 4.13).

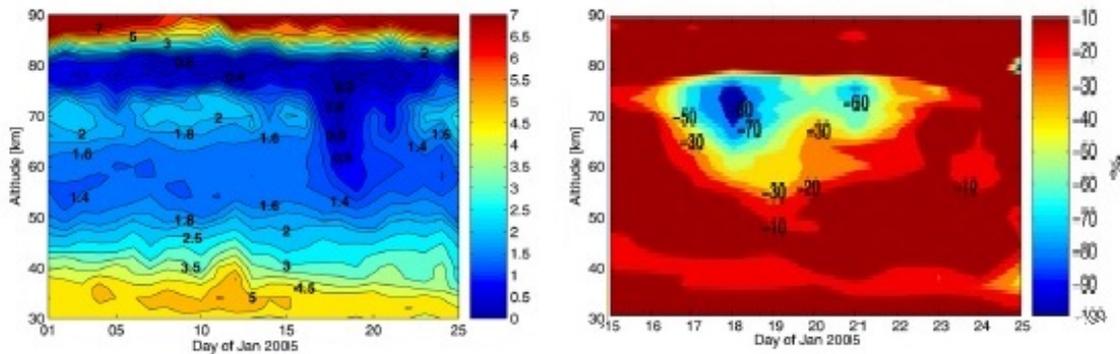


Figura 4.13: (Derecha) Cociente de mezcla de ozono nocturno zonal [ppbv] en latitudes 65° N - 75° N obtenidos de GOMOS diariamente en el período del 1 al 24 de enero de 2005. Note la destrucción del máximo de ozono terciario a 72 km de altitud después del evento protónico solar (EPS) del 17 de enero de 2005. Líneas de contorno como en la Fig. 4.11. (Izquierda) % de cambio del ozono del 15 - 24 de enero del promedio del 10 al 14 de enero. Las líneas de contorno son (80, 70, 60, 50, 40, 30, 20, 10 %). El eje x es el mismo que para los resultados del modelo en la Fig. 4.11. Note que el eje x es diferente en los 2 paneles Seppälä et al. (2006).

Como se discutió en el Capítulo 3, el máximo del ozono terciario se produce alrededor de 70 km de altura. En la mesosfera polar el O_x está principalmente en forma de ozono durante la noche. A altos ángulos del cenit solar, cerca de la finalización de la noche polar, la fotólisis del vapor de agua disminuye debido a la atenuación de la radiación solar a longitudes de onda <185 nm. Esto reduce la cantidad de HO_x en la atmósfera, lo que a su vez disminuye el efecto de los ciclos catalíticos del HO_x en la pérdida de O_x [ver capítulo 2], dando lugar a una producción neta de ozono y la formación del máximo terciario. Para las reacciones catalíticas de HO_x se necesita oxígeno atómico. Cuando se produjeron los EPSs, se produjo gran cantidad de HO_x en la atmósfera del casquete polar. Por lo tanto, siguiendo los EPSs, en el área donde se observa el máximo del ozono terciario y donde se ubicaron los cálculos del modelo (70° N), se cumplen las dos condiciones siguientes:

1. la ubicación se encuentra en la región del casquete polar donde precipitan las partículas energéticas contribuyendo a la producción de HO_x ;
2. el oxígeno atómico estará disponible para los ciclos catalíticos de la reacción del HO_x con el O_2 mediante la fotodisociación por radiación a longitudes de onda de 185-242 nm en el área de terminación (Marsh et al., 2001).

Ambos son importantes para la eficiencia de la pérdida de O_x a través de reacciones catalíticas de HO_x . Se advirtió la desaparición del máximo terciario, que había estado presente tanto en las observaciones como en el modelado previo al forzado de

partículas a partir de los EPSs. Una vez que el forzamiento de partículas disminuyó y la producción de HO_x disminuyó, el máximo terciario de ozono volvió a aparecer como se muestra en la Fig. 4.13.

Deriva de partículas cargadas. Anomalía magnética del Atlántico Sur

5.1. Introducción

En el presente capítulo se presentan los fundamentos del movimiento de partículas cargadas en campos electromagnéticos, es decir, deriva de partículas, fenómeno en el que se fundamenta, el ingreso de partículas en la región de la anomalía magnética del Atlántico Sur.

La anomalía magnética del Atlántico Sur, o simplemente Anomalía del Atlántico Sur, AAS (en inglés: South Atlantic Anomaly, SAA) es una de las anomalías más destacadas del campo geomagnético, allí la intensidad total del campo es baja (Hartmann and Pacca, 2009). Se supone causada por procesos en el interior de la Tierra que se suman a otras anomalías regionales. Ginet et al. (2007) indicaron que la AAS es una región del Atlántico Sur donde el cinturón de radiación interior de la Tierra tiene su máxima aproximación a la superficie del planeta y las partículas de Van Allen alcanzan sus intensidades más altas, como un resultado de la asimetría del campo magnético de la Tierra representado por un dipolo inclinado, desplazado de la magnetosfera interna. Esta región ocupa actualmente la zona entre el sur de América y Sudáfrica, su campo en general muestra una deriva hacia el oeste que permite la entrada de partículas de alta energía desde la magnetosfera (Hartmann and Pacca, 2009). Los límites de ésta anomalía varían con la altura por encima de la Tierra. Sus dimensiones se incrementan con la altura en esta región. El modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en su versión IGRF11, muestra la intensidad del campo geomagnético total, para el año 2010, Fig. 5.1, donde el menor valor del mismo define la posición central de la AAS.

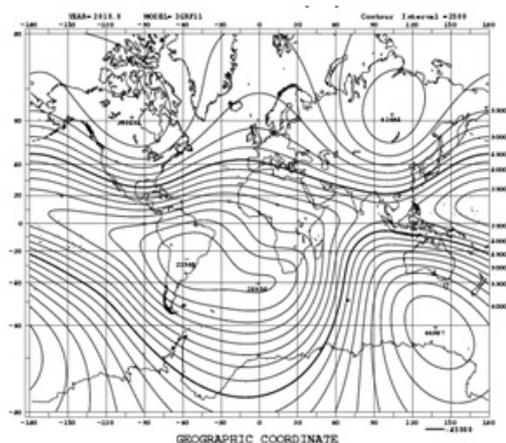


Figura 5.1: Intensidad del campo geomagnético total en nT para el año 2010 determinado por el modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field) en su versión IGRF11, está representado por líneas de iso-intensidad. El menor valor del mismo define la posición central de la AAS, en el Atlántico Sur (<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>).

5.2. Deriva de partículas cargadas

Un movimiento de deriva puede ser provocado por el efecto de la fuerza gravitatoria. Los movimientos fundamentales de deriva se producen en un campo magnético no homogéneo, donde el centro ciclotrónico, o centro motriz, comienza a desplazarse en la dirección perpendicular al campo magnético. Tal movimiento del centro motriz lleva el nombre de desplazamiento en deriva o simplemente deriva. También se produce la deriva de partículas cargadas (Milántiev and Temkó, 1995). El movimiento de una partícula cargada de masa m y carga q en un campo magnético está gobernado por la fuerza de Lorentz, $\mathbf{F} = q \mathbf{v} \times \mathbf{B}$. En el caso más simple de un campo magnético homogéneo e independiente del tiempo, las partículas sólo giran alrededor de las líneas del campo magnético con una frecuencia angular de $\omega = q \mathbf{B}/m$ y radio de giro, $r_B = m v/Bq$, donde v es la “rapidez” de la partícula. Sin embargo, al tomar en cuenta otros campos de fuerza y permitir que los campos cambien espacial y temporalmente, el movimiento de partículas se complica, pero el movimiento promedio puede describirse en términos de deriva de partículas (Asikainen and Mursula, 2005).

5.2.1. Deriva eléctrica

Se denomina deriva eléctrica al movimiento del centro de la circunferencia ciclotrónica que describe una partícula cargada bajo los efectos de un campo magnético homogéneo y continuo (\mathbf{B}), y un campo eléctrico homogéneo y continuo (\mathbf{E}) cuyas líneas de intensidad son perpendiculares a las líneas de inducción del campo (\mathbf{B}). Estos

campos son denominados campos cruzados (Milántiev and Temkó, 1995).

Sobre una carga positiva ubicada en un campo cruzado, al estar inicialmente en reposo, la fuerza magnética es nula y actúa solamente la fuerza eléctrica, la que produce una aceleración en la dirección del campo E . Al comenzar a moverse (velocidad distinta de cero) aparece la fuerza magnética la que le produce una aceleración perpendicular a los dos campos. Así, la partícula tiene una aceleración con una componente en la dirección de E y otra en la dirección perpendicular a ambos campos. Después que la carga se pone en movimiento, empieza a actuar sobre ella el campo magnético. Mientras la velocidad de la partícula sea pequeña, ésta se moverá, fundamentalmente, a lo largo de las líneas de intensidad del campo eléctrico (el magnético sólo curvará ligeramente su trayectoria). Con el aumento de la velocidad de la carga, crecerá la fuerza de Lorentz, que torcerá cada vez más la trayectoria de las partículas hasta que la velocidad se eleva tanto que prevalece la fuerza de Lorentz sobre la fuerza ejercida por el campo eléctrico y la carga desacelera, se detiene y se repite el proceso nuevamente. La trayectoria descrita se llama cicloide (punto de la llanta de una rueda de bicicleta en movimiento). En función de cuál sea la velocidad de la partícula en el instante inicial y de donde se encuentre en ese momento la trayectoria de la misma será una cicloide (Milántiev and Temkó, 1995) (ver Fig. 5.2 a). Una cicloide es un caso particular de trocoide, en función de cuál sea la velocidad de la partícula en el instante inicial y de donde se encuentre en ese momento, la trayectoria de la misma será una cicloide u otra trocoide (ver Fig. 5.2 b y c). Así el movimiento de una partícula cargada en los campos eléctricos y magnéticos cruzados es compuesto. Puede ser representado como la rotación de la partícula en la circunferencia ciclotrónica más el movimiento del centro de dicha circunferencia en una dirección perpendicular a los campos E y B .

En este caso la velocidad de deriva no depende de la carga y se determina por la intensidad del campo eléctrico y la inducción magnética (Milántiev and Temkó, 1995). En el caso general, cuando la velocidad inicial de la partícula no es perpendicular al campo magnético, la trayectoria de su movimiento es una espiral que se enrolla en torno a una parábola (Fig. 5.3).

Los electrones y los iones derivan en la misma dirección y lo hacen con la misma velocidad de deriva, de este modo la deriva eléctrica conduce al movimiento del plasma como un todo, distinguiéndose la trayectoria del movimiento. Los electrones giran en dirección opuesta a la de giro de los iones y el radio ciclotrónico de los electrones es mucho menor que el de los iones. Si la velocidad inicial de los electrones e iones es perpendicular a la dirección del campo magnético, las trayectorias de los electrones y de los iones se parecen a las curvas aducidas en la Fig.5.4.

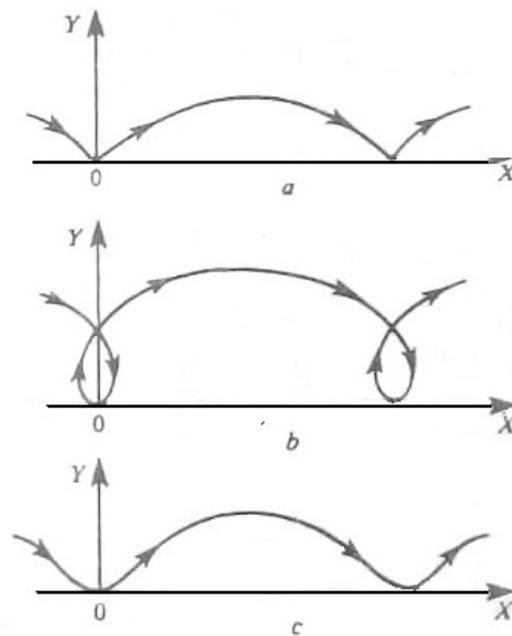


Figura 5.2: Trayectorias trocoides de partículas cargadas positivamente en los campos eléctrico y magnético homogéneos cruzados (el campo eléctrico \mathbf{E} está dirigido a lo largo del eje Y, mientras que el magnético \mathbf{B} , perpendicularmente al plano de la figura, hacia el lector) cuando la velocidad inicial de las partículas es perpendicular al campo magnético ((Milántiev and Temkó, 1995)).

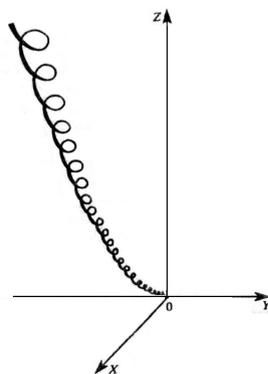


Figura 5.3: Trayectoria de una partícula cargada en campos cruzados cuando la velocidad inicial no es perpendicular al campo magnético (Milántiev and Temkó, 1995).

Por otro lado, según (Asikainen and Mursula, 2005), se puede demostrar que cuando los cambios espaciales y temporales experimentados por la partícula debido a una fuerza general \mathbf{F} son pequeños durante un giroperíodo, el campo de fuerza provoca una velocidad de deriva de la forma:

$$v_D = \frac{\mathbf{F} \times \mathbf{B}}{qB^2} \tag{5.1}$$

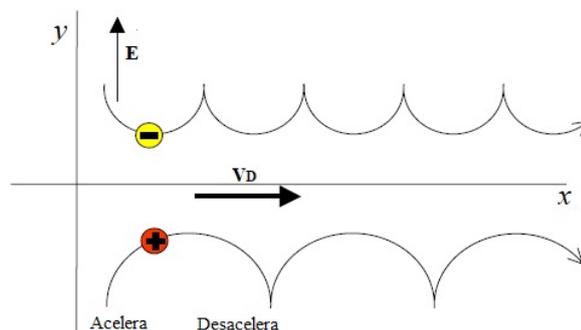


Figura 5.4: Deriva eléctrica de electrones y de iones positivos cuando sus velocidades iniciales son perpendiculares al campo magnético (el campo eléctrico \mathbf{E} está dirigido a lo largo del eje y , mientras que el magnético \mathbf{B} , perpendicularmente al plano de la figura, hacia el lector). Órbitas de electrones y iones positivos cuando el campo eléctrico y magnético son perpendiculares. (Flores Ortega, 2005).

De este modo, un campo eléctrico provoca una deriva denominada deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$

$$\mathbf{v}_{(\mathbf{E} \times \mathbf{B})} = \frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{B^2} \quad (5.2)$$

que es perpendicular a ambos campos, eléctrico y magnético. Además, como vimos, la velocidad de deriva es independiente de la masa y la carga.

5.2.2. Derivas de gradiente y de curvatura

En el caso en el cual el campo magnético no es homogéneo, también se produce la deriva de partículas cargadas. En primer término supongamos que dicha inducción varía en módulo en la dirección del eje y , entonces, la partícula describe una trayectoria abierta como la mostrada en la Fig. 5.5, con radio de rotación menor cuando la inducción magnética es mayor, y a la inversa cuando \mathbf{B} es menor.

Por lo tanto, en un campo magnético no homogéneo surge un movimiento adicional de la partícula, perpendicular tanto a las líneas de inducción magnética, como al sentido del vector de incremento de dicha inducción (gradiente de \mathbf{B}). Este movimiento adicional lleva la denominación de deriva de gradiente, ya que queda definida por la variación del campo magnético en la dirección perpendicular a las líneas de inducción.

Entonces, los iones positivos derivan a la izquierda, mientras que las partículas negativas adquieren movimiento de deriva a la derecha. Semejante deriva conduce a la aparición de corriente eléctrica [Fig. 5.5(b)]. A expensas de una fuerza de origen no eléctrico, se crea corriente eléctrica.

De esta forma aparece una corriente eléctrica a causa del movimiento de deriva de las partículas del plasma en el campo magnético que cambia de dirección. En semejante

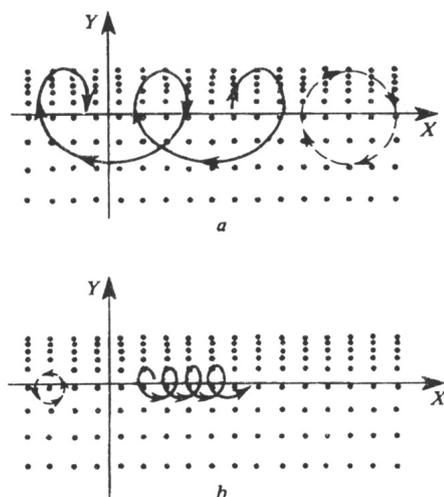


Figura 5.5: Deriva gradiente en un campo magnético no homogéneo: (a) de iones positivos; (b) de electrones (Milántiev and Temkó, 1995).

campo las líneas de inducción son circunferencias situadas a la misma distancia entre sí. Para comprender cómo surge en tal campo el movimiento de deriva, Milántiev and Temkó (1995) propusieron imaginarse que una partícula siente lo mismo que una persona en el “Samba”¹. A la partícula cargada, en movimiento en una trayectoria helicoidal a lo largo de la línea circular de inducción del campo magnético, le resulta difícil mantenerse girando. El efecto “centrífugo” se manifiesta en que, la partícula tiende a moverse desde el centro por el radio, perpendicularmente a las líneas de inducción. Entonces, a causa de la fuerza de Lorentz, la partícula comienza a desplazarse en dirección perpendicular, tanto a las líneas de inducción magnética como a la dirección del movimiento “centrífugo” (Fig. 5.6), es decir, la partícula adquiere un movimiento de deriva de curvatura.

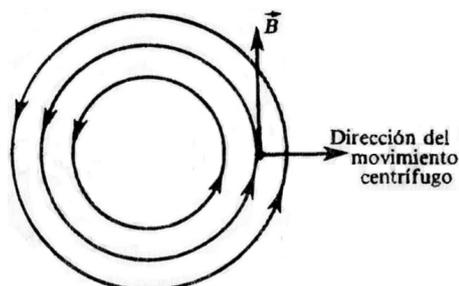


Figura 5.6: Partícula cargada en un campo magnético que sólo varía en dirección (Milántiev and Temkó, 1995).

En la figura la deriva de una partícula de carga positiva es perpendicular al plano de la

¹ Samba o Disco Loco: juego mecánico extremo que se compone de una plataforma giratoria y se encuentra en la mayoría de los parques de diversiones y ferias.

figura y según la regla de Ampere está dirigida hacia el lector. Los electrones derivan en la dirección opuesta a la de deriva de las partículas de carga positiva, aquí también se crea corriente eléctrica a causa de un efecto de origen no eléctrico (Milántiev and Temkó, 1995).

Según Asikainen (2005) cuando una partícula cargada gira en un campo magnético, forma un bucle de corriente, y un momento magnético $\boldsymbol{\mu}$, que está asociado con este bucle. La energía potencial magnética de la partícula en el campo magnético es $U_B = -\boldsymbol{\mu} \cdot \mathbf{B}$ y si el campo magnético no es homogéneo, la fuerza asociada con el cambio de campo magnético experimentado por la partícula es $\mathbf{F}_1 = \boldsymbol{\mu} \nabla B$ (suponiendo que $\boldsymbol{\mu} = |\boldsymbol{\mu}|$ es constante, ver invariantes adiabáticos). Esta fuerza provoca una deriva de gradiente que depende de la energía cinética perpendicular al campo magnético y de la carga de la partícula.

$$\mathbf{v}_g = \frac{\boldsymbol{\mu} \mathbf{B} \times \nabla B}{qB^2} = \frac{1}{2} m v_{\perp}^2 \frac{\mathbf{B} \times \nabla B}{qB^2} \quad (5.3)$$

Si las líneas del campo magnético son curvadas, la partícula experimenta una fuerza centrífuga en un sistema de referencia fijo en la partícula cuando se mueve a lo largo de las líneas de campo. La fuerza centrífuga se puede escribir como $F_{cf} = m v_{\parallel}^2 \frac{\mathbf{r}_c}{r_c^2}$, donde \mathbf{r}_c es el radio local del vector de curvatura (radio de curvatura). La deriva de curvatura causada por esta fuerza es

$$\mathbf{v}_c = \frac{m v_{\parallel}^2}{qB^2} \frac{\mathbf{r}_c \times \mathbf{B}}{r_c^2} = m v_{\parallel}^2 \frac{\mathbf{B} \times \nabla B}{qB^2} \quad (5.4)$$

La deriva de curvatura puede ser paralela o antiparalela a los campos eléctricos de convección, lo que lleva a la pérdida o ganancia de energía respectivamente por la deriva de gradiente, ∇B . Esta deriva también depende de la carga de la partícula y de la energía cinética paralela al campo magnético.

Por otro lado, gradientes en un plasma con campo magnético son regidos por la Ley de Ampere, $\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{j}$ (despreciando la corriente de desplazamiento). Esto significa que las partículas de plasma están siempre sometidas simultáneamente a ambas derivas: la de gradiente y la de curvatura. En particular, refiriendo el radio de curvatura al campo magnético usando la Ley de Ampere y suponiendo plasmas sin corrientes eléctricas (válido para la magnetosfera de la Tierra), la velocidad combinada considerando ambas derivas es

$$\mathbf{v}_{gc} = \frac{m}{qB^2} \left(v_{\parallel}^2 + \frac{1}{2} v_{\perp}^2 \right) \mathbf{B} \times \nabla B \quad (5.5)$$

5.3. El cono de pérdida

El atrapamiento de las partículas energéticas cargadas surge de la interacción entre una carga eléctrica en movimiento y un campo magnético estático \mathbf{B} . Los principios se expresan mejor en términos de un número de invariantes adiabáticos (Hargreaves, 1992). Cuando los campos electromagnéticos cambian lentamente, es posible encontrar cantidades que se conservan que describen movimientos periódicos de las partículas. Estas cantidades son las que se denominan invariantes adiabáticos (véase, por ejemplo, Bittencourt (1988)). Cuando los cambios espaciales y temporales en el campo magnético son pequeños durante un giroperiodo se puede demostrar que el momento magnético de la partícula se conserva. Así, el momento magnético es el primer invariante adiabático (Asikainen and Mursula, 2005). Si una partícula en la magnetosfera tiene velocidad que forma un ángulo con el campo magnético \mathbf{B} , su trayectoria es una espiral (Hargreaves, 1992). El ángulo entre el vector velocidad de una partícula cargada y el vector campo magnético \mathbf{B} del medio se conoce como ángulo “pitch”². Si denotamos este ángulo entre el campo magnético y el vector de velocidad de la partícula (ángulo de paso) como α , según (Asikainen and Mursula, 2005), el momento magnético escalar se puede escribir en términos de energía cinética perpendicular como $\mu = \frac{E_{\perp}}{B} = \frac{E \text{sen}^2\alpha}{B}$, y el primer invariante adiabático implica que

$$\frac{\text{sen}^2\alpha}{B} = \text{constante} \quad (5.6)$$

Como una partícula se mueve desde el ecuador hacia latitudes más altas en un campo dipolar se encuentra con el aumento de \mathbf{B} y por lo tanto el ángulo de paso aumenta [$\text{sen}^2 \propto \alpha B$].

Cuando $\alpha = 90^\circ$, el movimiento hacia adelante se detiene ($v_{\parallel} = 0$), siempre que no se encuentre antes con la atmósfera, y la partícula se refleja de nuevo a lo largo del campo hacia el ecuador en la dirección de donde procede (por la fuerza de gradiente magnético - B) (Asikainen and Mursula, 2005). El punto de reflexión se denomina “punto espejo” (en inglés: mirrormapoint) y este tipo de configuración de línea de campo magnético convergente se denomina espejo magnético, siendo éste el mecanismo por el cual la partícula está atrapada en el campo geomagnético (Hargreaves, 1992).

El rango de ángulos “pitch” para “puntos espejo” de partículas debajo del tope de la atmósfera (120 km aproximadamente) se llama “cono de pérdida” (en inglés: loss cone) (Fig. 5.7). Las partículas con tales ángulos de retorno son eliminadas por colisiones con

² Gianibelli, J. C. y Quaglino N., 2000. Glosario de términos utilizados en relaciones terrestres solares, *Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía, Universidad de La Plata, Argentina* (<http://fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/glosario/glfinal.html>).

la atmósfera³. Para una partícula dada, la posición del punto de espejo se determina por el ángulo “pitch” a medida que la partícula cruza el ecuador magnético (es decir, donde el campo es más débil en la línea de campo) (Hargreaves, 1992).

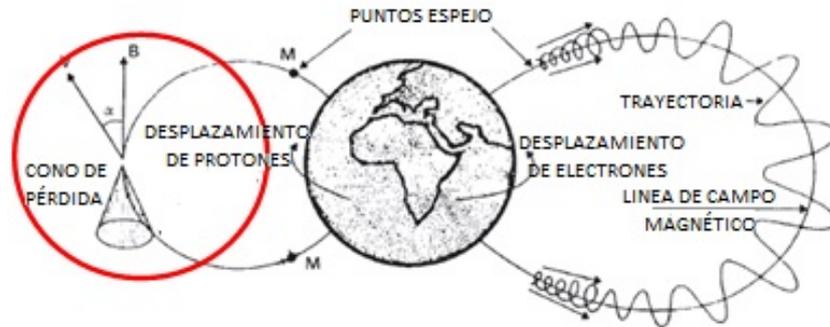


Figura 5.7: Trayectorias de las partículas atrapadas en líneas de campo cerradas (Hargreaves, 1992).

En la región interior las pérdidas implican una interacción con la atmósfera cerca de los puntos de reflejo, con el retraso y cambio de carga de los protones, y la dispersión en el cono de pérdida de electrones después de lo cual los electrones pierden energía por ionización de gases atmosféricos. La precipitación de electrones en la atmósfera conducidos dentro del llamado cono de pérdida por rebote (que se pierden por absorción en la superficie de la Tierra después de un rebote (Prölss, 2005)), también se ha sugerido como uno de los mecanismos de pérdida, a través de la interacción con electrones de ciclotrón armónicas (Horne and Thorne, 2000), ondas electromagnéticas iónicas ciclotrónicas (EMIC) (Summers and Thorne, 2003), ambos separadamente o en combinación (Clilverd et al., 2006a). Las partículas que se sumergen en la atmósfera superior más densa, son desviadas de su trayectoria de rebote por las colisiones y, finalmente son absorbidos (Prölss, 2005). Excepcionalmente protones energéticos solares se detectan en la superficie de la Tierra. Ellos necesitan energías de aproximadamente 1 GeV en espiral alrededor de los campos magnéticos terrestres con un radio suficientemente grande para llegar al suelo. Protones de baja energía se mueven a lo largo de los campos magnéticos terrestres en una espiral más apretada (cinturón interno de Van Allen), y se canalizan hacia las regiones polares donde “engrosan” la densidad protónica de la ionosfera (Lang, 2009).

³ Gianibelli, J. C. y Quaglino N., 2000. Glosario de términos utilizados en relaciones terrestres solares, *Departamento de Geomagnetismo y Aeronomía, Universidad de La Plata, Argentina* (<http://fcaglp.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/glosario/glfinal.html>).

Una Precipitación de Electrones Relativistas (Relativistic Electrons Precipitation, REP) por el cono de pérdida ha sido observada para su estudio de varias formas. Clilverd et al. (2006a) mostraron que una serie de explosiones de precipitaciones en la atmósfera media, que duraban varios minutos, podían ser observadas siguiendo la eyección de masa coronal (EMC) del 21 de enero de 2005. Constantes eventos de precipitación de minutos a horas han sido previamente observados desde el globo MeV Auroral X-ray Imaging and Spectroscopy (MAXIS) en $L = 4-7$ en el sector del atardecer/anochecer que podrían ser producidos por ondas EMIC (Millan et al., 2002). Las velocidades de pérdida sugieren que esos eventos de minutos-horas son los principales mecanismos de pérdida de los electrones relativistas de la zona externa. Durante el evento de EMC del 21 de enero de 2005 la precipitación total en la atmósfera podría contar con pérdidas por arriba del 50 % del flujo de electrones de >2 MeV en el anillo de radiación externo en el tiempo (Clilverd et al., 2006a).

Clilverd et al. (2007a) clasificaron la precipitación de electrones energéticos en tres tipos diferentes según el lugar donde fueron observados: uno globalmente, uno del lado diurno y otro del lado nocturno.

5.4. Generación de una anomalía magnética

De acuerdo con la geofísica actual, según (Lanza et al., 2006), una medición del campo magnético en un punto determinado de la Tierra, en cierto tiempo, es el resultado de la superposición de diferentes contribuciones, cada una correspondiente a distintas fuentes:

- (a) el campo principal, generado en el núcleo líquido de la Tierra (geodínamo);
- (b) el campo de la corteza terrestre, generado por las rocas magnetizadas en la corteza;
- (c) el campo externo, producido por las corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera y en la magnetosfera, debido a la interacción de la radiación electromagnética solar y del viento solar con el campo magnético de la Tierra;
- (d) el campo magnético resultante de un proceso de inducción electromagnética generado por las corrientes eléctricas inducidas en la corteza y el manto superior por las variaciones en el tiempo del campo magnético externo; siendo la parte más estable del campo magnético de la Tierra el generado por el geodínamo y por las rocas en la corteza.

Cuando una variación de campo magnético ocurre fuera de un conductor eléctrico, como la causada en una tormenta geomagnética sobre la Tierra conductora, se induce un campo secundario en el conductor. Los científicos llaman campo externo a la variación de la fuente y campo interno al campo inducido. Cuanto más largo es el periodo de

oscilación del campo fuente, más profundo es que este campo penetra en el material conductor. La Física nos dice que todo cambio en un campo magnético está acompañado por un cambio de un campo eléctrico llamando al par campo electromagnético. En la superficie de la Tierra conductora, los sensores de campo magnético detectan la suma de los campos magnéticos externo (fuente) y interno (inducido). El campo geomagnético interno de la Tierra se genera en el núcleo externo líquido de la Tierra mediante el mecanismo dínamo. En primer orden, el campo interno puede describirse bastante bien por un campo magnético dipolar cuyo eje está inclinado alrededor de $11,2^\circ$ con respecto al eje de rotación de la Tierra y desplazado alrededor de 436 km desde el centro de la Tierra hacia el océano Pacífico occidental. El momento dipolar del campo geomagnético es $8 \cdot 10^{22} \text{ A m}^2$, lo que corresponde a una intensidad de campo de aproximadamente $30 \mu\text{T}$ en el ecuador. La aproximación dipolar para el campo interno es adecuada cuando se considera el campo a distancias mayores que un par de radios de la Tierra. Sin embargo, más cerca el campo interno se desvía notablemente de la aproximación dipolar (ver Fig.5.8).

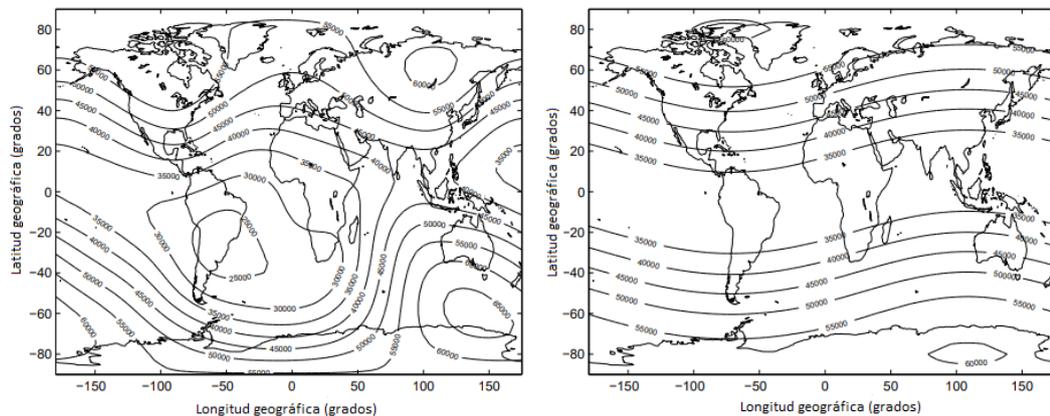


Figura 5.8: Comparación entre el campo interno dipolar a distancias mayores que un par de radios terrestres y campos más cercanos a la Tierra. A la izquierda se muestran líneas de igual intensidad de campo geomagnético interno en el modelo IGRF 2000 para la superficie de la Tierra. A la derecha, líneas correspondientes a un campo magnético dipolar Asikainen (2005).

5.4.1. Precipitación de electrones en la región de la AAS

En base a estudios de la precipitación de electrones con energías del orden de los MeVs, Asikainen and Mursula (2005) encontraron que los mecanismos magnetosféricos, tales como la dispersión del ángulo pitch e interacciones onda-partícula (Abel and Thorne, 1998); y las perturbaciones magnéticas en tiempos de tormentas (Abdu et al., 1981) podrían causar una mayor precipitación en la región de la AAS.

Estudios previos [Vernov et al. (1965), Roederer and Hones Jr (1970), Blake et al.

(2001)] han sugerido que las partículas que están en el cono de pérdida de deriva (es decir, partículas que tienen un ángulo pitch tal que cuando derivan a la región de la AAS, la altura del punto espejo disminuye) precipitan en la región AAS. Las partículas que no están en el cono de pérdida de deriva no precipitan y continúan derivándose alrededor de la Tierra con una velocidad de deriva sin cambios (Trivedi et al., 2005).

Lin and Yeh (2005), según (Asikainen and Mursula, 2005), confirmaron que campos eléctricos intensos pueden estar presentes durante tormentas magnéticas en la región del AAS a bajas alturas. Los campos eléctricos observados tienen una componente radial hacia el exterior en contraste con la componente interna normal del campo eléctrico de co-rotación. Esto significa que la deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ asociada con estos campos eléctricos está dirigida hacia el oeste, es decir, opuesta a la deriva hacia el este de los electrones. Si los campos eléctricos son lo suficientemente altos, pueden reducir considerablemente la velocidad total de deriva hacia el este. Si la velocidad de deriva se reduce a la velocidad de rotación de la Tierra, los electrones quedan efectivamente atrapados dentro de la región AAS. Los valores más altos de los campos eléctricos hacia afuera observados por (Lin and Yeh, 2005) fueron de 9 mV/m para la tormenta geomagnética de julio de 2000.

De acuerdo a Asikainen and Mursula (2005), la velocidad de deriva total en un campo dipolar, se obtiene combinando la deriva de gradiente y de curvatura; la co-rotación y la convección; y considerando, el movimiento de partículas en el plano ecuatorial:

$$\mathbf{v}_D = \left[-\frac{3r^2}{qB_E R_E^3} (2W_{\parallel}^2 + W_{\perp}^2) - \frac{E_o r^3}{B_E R_E^3} \text{sen}\phi + \Omega_r \right] \mathbf{e}_{\phi} + \frac{E_o r^3}{B_E R_E^3} \text{cos}\phi \mathbf{e}_r \quad (5.7)$$

Donde la deriva de gradiente y curvatura se escribe en términos de energías cinéticas paralela W_{\parallel} y perpendicular W_{\perp} . A partir de este simple resultado se puede ver que si no hubiera campo eléctrico de convección (es decir, $E_o = 0$) las partículas podrían derivar en órbitas circulares cerradas alrededor de la Tierra (\mathbf{v}_D tendría sólo componente azimutal). Usando la ecuación 5.7 y estableciendo la diferencia entre el gradiente de deriva de curvatura y la deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ del campo eléctrico de al AAS igual a la velocidad de co-rotación y resolviendo para la distancia r se obtiene $r = 1,28 R_T$, valor cercano al observado por Lin and Yeh (2005) para la tormenta geomagnética de julio de 2000 en $L = 1,3$, donde L es el parámetro magnético. Por otra parte, cabe señalar que durante la mencionada tormenta el índice Dst fue de aproximadamente -300 nT mientras que en el caso estudiado por Asikainen and Mursula (2005), la tormenta del 31 de marzo de 2001, el valor mínimo del Dst fue de aproximadamente -390 nT. Por lo tanto, se esperaría que si el campo eléctrico de la AAS se correlaciona con la intensidad de la tormenta, el campo eléctrico en la tormenta de marzo del 2001 sería incluso mayor a 9 mV/m, en cuyo caso

el atrapamiento de electrones podría ocurrir a alturas aún más bajas Asikainen (2005). Por otro lado, Asikainen and Mursula (2005), también han estudiado la deriva de una población de electrones intensa durante la tormenta de marzo de 2001. Los electrones energéticos se inyectaron en el sector antes de la medianoche a un valor L muy bajo, de aproximadamente 1,14 al final de la fase principal de la tormenta. Mientras que derivaron hacia el este los electrones más enérgicos (100-300 keV) alcanzando la región de la AAS en el sector de la mañana muy pronto después de la inyección. Los electrones de menor energía (30-100 keV) de la población inyectada se desplazaron más atrás de la AAS a una velocidad de deriva que coincidente con la estimación teórica. Después de alcanzar la AAS quedaron allí atrapados.

Tormentas geomagnéticas estudiadas

6.1. Introducción

En este capítulo se presentan las características de los ocho periodos de tormentas geomagnéticas elegidas que ocurrieron durante el ciclo solar 23. El estudio de ellas se realiza desde su inicio en el Sol, seguido de su desarrollo en el medio interplanetario en su “viaje” a la nuestro planeta.

6.2. Tormentas seleccionadas

En este trabajo se seleccionaron ocho Tormentas Geomagnéticas (TGs) intensas del ciclo solar 23 de las cuales siete son supertormentas ($Dst < -250$ nT). Cada una de ellas tuvo su origen en fulguraciones solares y en eyecciones de masa coronal originadas en grandes regiones activas en la superficie solar según lo registrado por los coronógrafos LASCO (Large Angle and Spectrometric Coronagraph) a bordo de la sonda espacial SOHO (Solar and Heliospheric Observatory), un proyecto conjunto entre la ESA y la NASA.

Las TGs consideradas en este trabajo se identificaron a partir de los valores horarios del índice geomagnético Dst medido en nT (Final Dst index, Geomagnetic Equatorial Dst index Home Page, Geomagnetic Data Service, World Data Center for Geomagnetism, Kyoto, http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html, 05/07/2013).

Los ocho períodos de ocurrencia de TGs seleccionados, se listan en la Tabla 6.1 conjuntamente con la fecha y hora en TU (Tiempo Universal) del máximo desarrollo y el valor mínimo del índice Dst en nT de cada TG.

Las TGs ocurrieron durante el máximo y la fase de decrecimiento de actividad del ciclo solar 23. En la Fig. 6.1 se indica el promedio mensual del número de manchas solares desde octubre de 1996 a diciembre de 2012, que incluye el periodo del ciclo solar 23 estudiado en este trabajo y se señalan las perturbaciones geomagnéticas analizadas.

Tabla 6.1: Períodos de Tormentas Geomagnéticas (TGs) seleccionadas para este trabajo con su respectiva numeración para una mejor identificación. También indica fecha y hora en TU de máximo desarrollo y el valor mínimo de Dst en nT de cada TG.

TGs	Periodo analizado	Fecha máx. crec.	Hora máx. crec. (TU)	Dst _{min} (nT)
1	14 - 20/07/2000	16/07/2000	01-02	-301
2	29/03 - 04/04/2001	31/03/2001	09	-387
3	04 - 10/11/2001	06/11/2001	07	-292
4	29/10 - 04/11/2003	30/10/2003	23	-383
5	18 - 24/11/2003	20/11/2003	21-22	-422
6	06 - 12/11/2004	08/11/2004	07	-374
7	13 - 19/05/2005	15/05/2005	09	-247
8	22 - 28/08/2005	24/08/2005	12	-184

Por otro lado, siete de las ocho TGs elegidas para este trabajo, se encuentran asociadas a eventos protónicos solares. Las características del flujo de partículas cargadas que precipitan en el medio ambiente espacial cercano a la Tierra es medido por el instrumento SSJ/4 a bordo de satélites del Defense Meteorological Satellite Program (DMSP).

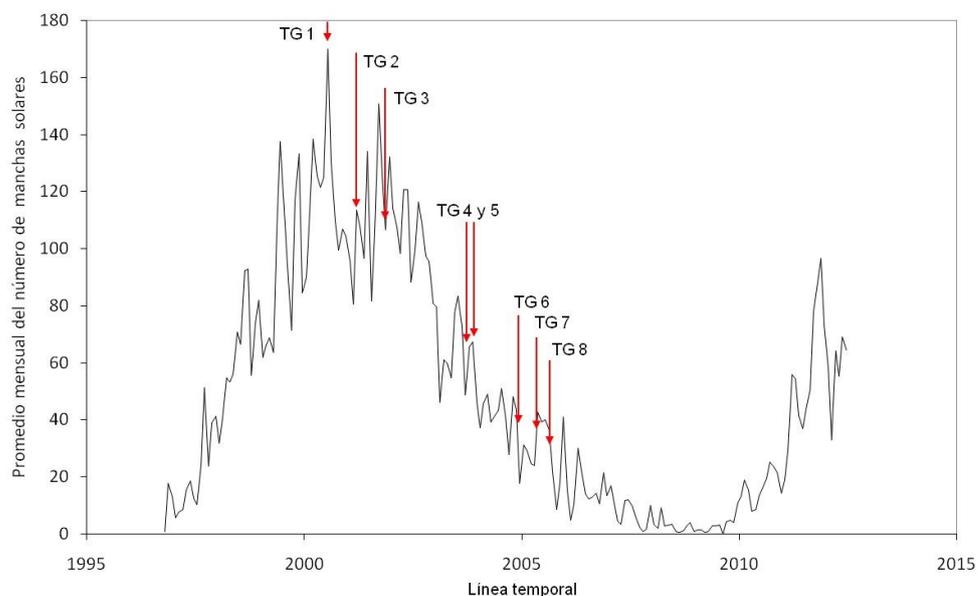


Figura 6.1: Promedio mensual del número de manchas solares para el ciclo solar 23 e inicio del 24 (octubre 1996 a diciembre 2012). Se indican las tormentas geomagnéticas estudiadas en este trabajo.

En Tablas 6.2 y 6.3 se especifican algunas de estas características obtenidas desde el sitio web Solar Proton Events Affecting the Earth Environment, Space Weather Alerts, Space Weather Prediction Center (SWPC), National Oceanic and Atmospheric Administration, (NOAA), United States Department of Commerce, <ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/SPE.txt> <https://>

[//www.solarmonitor.org/index.php?date=20031119®ion=10507&indexnum=1](http://www.solarmonitor.org/index.php?date=20031119®ion=10507&indexnum=1)
<https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-features/solar-flares/h-alpha/tables/> <https://cdaw.gsfc.nasa.gov> (03/08/2017).

Tabla 6.2: Características de los eventos protónicos solares ocurridos durante las TGs estudiadas.

TGs	EVENTO DE PARTÍCULA		
	Comienzo(Día/TU)	Fin(Día/TU)	Flujo Protones pfu @ >10 MeV
1	14 JUL 2000/10:45	15 JUL 2000/12:30	24000
2	29 MAR 2001/16:35	30 MAR 2001/06:10	35
3	04 NOV 2001/17:05	06 NOV 2001/02:15	31700
4	28 OCT 2003/12:15	29 OCT 2003/06:15	29500
5	Evento no registrado por el NOAA como SPE		
6	07 NOV 2004/19:10	08 NOV 2004/01:15	495
7	14 MAY 2005/05:25	15 MAY 2005/02:40	3140
8	22 AGO 2005/20:40	23 AGO 2005/10:45	330

Tabla 6.3: Características de las eyecciones de masa coronal, fulguraciones y regiones activas del Sol (RA) asociadas a las TGs estudiadas. Las EMC que apuntan hacia la Tierra son llamadas “eventos del halo” debido a la manera en que se ven en los coronógrafos. Las EMC listadas aquí son todas halo.

TG	EMC asociada (Día/TU)	Fulguración-rayos X			RA
		Máx. Ful (Día/TU)	RX/Opt	Loc.	
1	14 JUL 2000/10:54	14 JUL 2000/10:24	X5.7/3B	N22/W07	9077
2	29 MAR 2001/10:26	29 MAR 2001/10:15	X1.7/1N	N24/W12	9393
3	04 NOV 2001/16:35	04 NOV 2001/16:20	X1/3B	N06/W18	9684
4	28 OCT 2003/10:54	28 OCT 2003/11:10	X >17.2/4B	S16/E08	10486
5	20 NOV 2003/08:06	20 NOV 2003/07:35	M9.6/2B	N01/W08	10501
6	07 NOV 2004/17:06	07 NOV 2004/16:06	X2	N09/W17	10696
7	13 MAY 2005/17:22	13 MAY 2005/16:57	M8/2B	N12/E11	10759
8	22 AGO 2005/17:30	22 AGO 2005/17:27	M5.6/1N	S13/W65	10798

6.3. Fuentes de obtención de datos

Los datos del medio interplanetario vinculados con las tormentas geomagnéticas estudiadas, pueden ser obtenidos de la página OMNIWeb, perteneciente al Centro de Vuelos Espaciales Goddard (Goddard Space Flight Center, GSFC/Space Physics Data Facility). Todos los datos que proporciona en su web <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/> son relevantes para el estudio del acoplamiento viento solar-magnetosfera. “OMNI” es un conjunto de datos registrados por instrumentos específicos a bordo de múltiples fuentes (instrumentos de ACE, GEOTAIL, IMP8, WIND entre otros satélites) con re-

soluciones que oscilan entre 1 minutos y 27 días. Incluye valores de características del plasma, campo magnético y otros datos de partículas energéticas. Los instrumentos a bordo del satélite ACE son los que registraron el mayor porcentaje de datos empleados para el estudio de las tormentas geomagnéticas en esta tesis. En el Apéndice A se detallan los instrumentos a bordo de los satélites, cuyos datos son usados en este trabajo. Reconocemos el uso del servicio OMNIWeb (o CDAWeb o ftp) del Centro de Datos de Física Espacial de NASA/GSFC, y los datos de OMNI.

6.4. Características de los períodos seleccionados

6.4.1. Tormenta geomagnética de julio de 2000

La primera tormenta geomagnética intensa estudiada en este trabajo es conocida como “de la Bastilla”. Ésta registró un valor mínimo en el índice geomagnético Dst de -301 nT entre las 01-02 TU del 16 de julio de 2000. Durante la tormenta se observó una actividad auroral intensa, alcanzando valores superiores a los 2000 nT en el índice AE. La Fig. 6.2 muestra la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el período 14-20 de julio de 2000, cuando la mencionada tormenta se desarrolla.

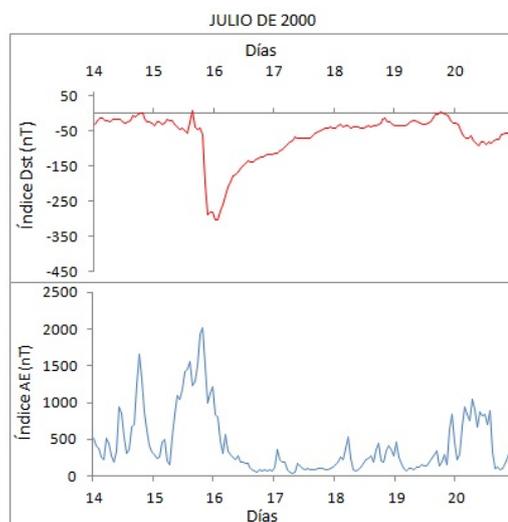


Figura 6.2: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período del mes de julio de 2000 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200007/index.html.

La tormenta de la Bastilla está asociada a una EMC de halo completo registrada en el Sol el 14 de julio de 2000 (Tabla 6.3); y fue observada por LASCO C2 a las 10:54 TU como un frente brillante que se extiende alrededor del disco oculto (Fig. 6.3)

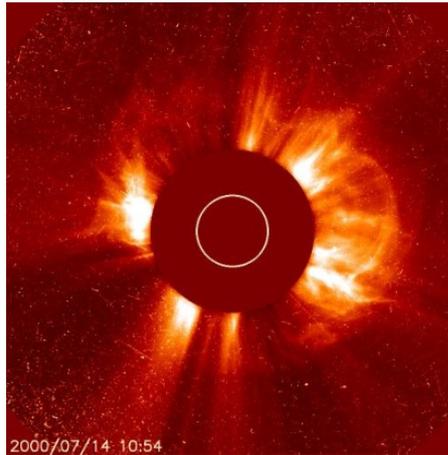


Figura 6.3: Imagen LASC0 C2 de las 10:54 TU del día 14/07/2000. https://sohowww.nascom.nasa.gov/data/REPROCESSING/Completed/2000/c2/20000714/20000714_1054_c2_512.jpg.

La fuente de esta EMC se identificó mediante el telescopio EIT en la Región Activa del Sol (RA) 9077. Biesecker et al. (2002) asociaron el “flare” observado con una onda EIT que se originó a las 10:12 TU cerca del centro del disco (N17E01). Una onda EIT se conoce como una alteración coronal, que suele aparecer como un borde brillante, que se propaga desde el Sol y está fuertemente correlacionada con una eyección de masa coronal. Simultáneamente a este “flare”, se ha informado desde el satélite GOES la emisión de rayos X de la clase X5,7 y en longitudes de onda ópticas, uno 3B.

En la Fig.1 del Apéndice B se muestra la evolución de la región Región Activa, RA, 9077 (NOAA AR, National Oceanic and Atmospheric Administration Active Region) desde su aparición el día 8 de julio de 2000.

En la Fig. 6.4, se muestra el número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASC0 para la EMC que tuvo lugar el 14 de julio de 2000. Se observa un aumento significativo en los iones en todos los rangos de las energías indicadas, coincidentes con la emisión de rayos X de clase X 5.7 y ubicada en N22/W07 como se indicó en Tabla 6.3.

En la Fig. 6.5 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes Bx, By, Bz en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa); el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 14 y 20 de julio de 2000. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

Se observa en el medio interplanetario incrementos significativos en el viento solar

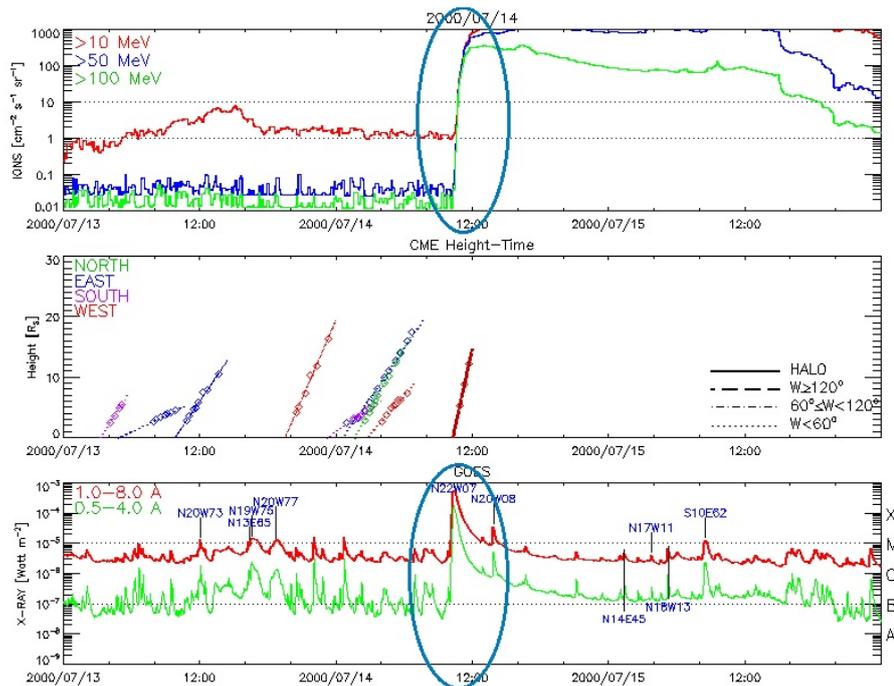


Figura 6.4: Número de iones con energías $>10 \text{ MeV}$, $>50 \text{ MeV}$, y $>100 \text{ MeV}$ del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 14 de julio de 2000. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2000_07/sephtx_20000714.png.

y en el campo magnético interplanetario en dos intervalos muy definidos (el 14/7 y el 15/7 en adelante), durante el periodo estudiado. Esto es coincidente con lo observado en la Fig. 6.5 en los índices geomagnéticos Dst y AE, donde hacia las 18 hs de TU del día 14, el índice AE presenta un incremento de 1657 nT junto con valores positivos en el índice Dst de 2 nT, indicando un primer comienzo súbito (CS) para la tormenta; y a esto le sigue un segundo CS el día 15 a las 15 hs de TU indicando el inicio de la fase de crecimiento de la tormenta geomagnética. Los valores del campo magnético interplanetario (CMI), B, alcanzan valores cercanos a los 50 nT, incrementos en sus componentes B_x y B_y y con valores negativos de aproximadamente los - 50 nT en la componente z, B_z . La temperatura del plasma aumenta a valores del orden de los $2 \cdot 10^6 \text{ K}$; el número de iones a esa distancia es mayor a los 25; y la velocidad del viento solar supera los 1000 km/s. Por otro lado, la presión de flujo es superior a los 40 nPa y el campo eléctrico se incrementa a valores superiores a los 40 mV/m. El flujo de protones con energías $>1 \text{ MeV}$; $>2 \text{ MeV}$; y $>10 \text{ MeV}$ tienen un incremento en forma simultánea, muy significativo cercano al mediodía de TU del día 14 (Fig. 6.2).

La Fig. 6.6 muestra, para el período 14 al 20 de julio de 2000, los valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA/POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300

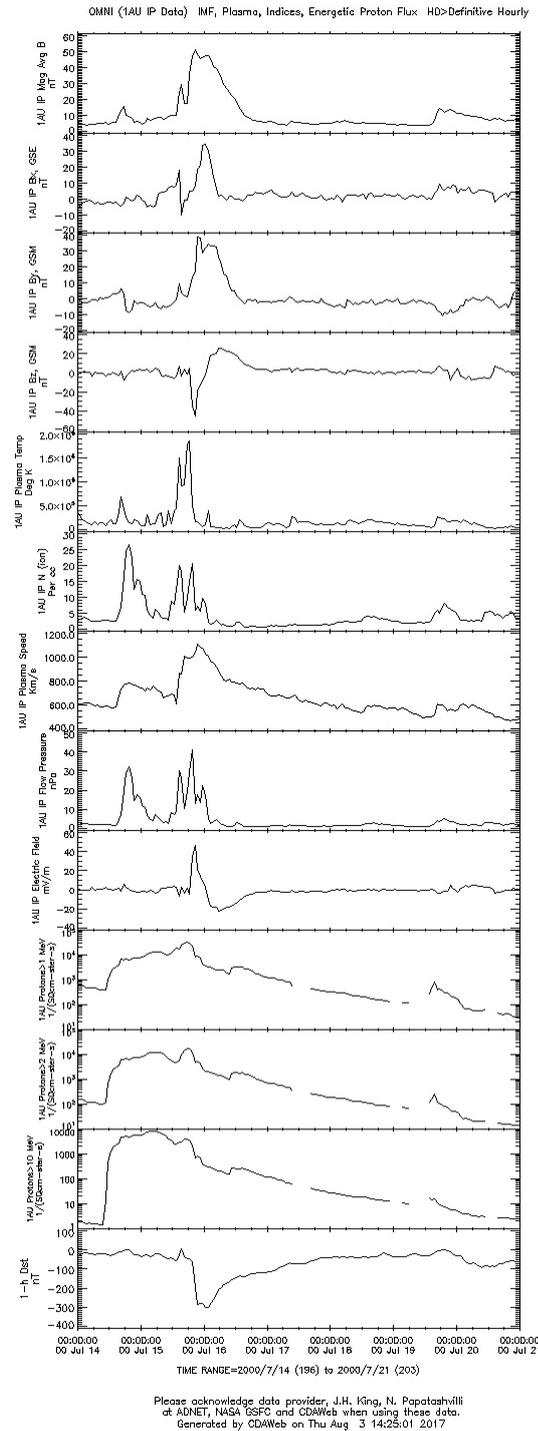


Figura 6.5: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y sus componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad y presión de flujo en km/s y nPa respectivamente). El campo eléctrico en mV/m, flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 14 y 20 de julio de 2000. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas/(cm²-s-ster).

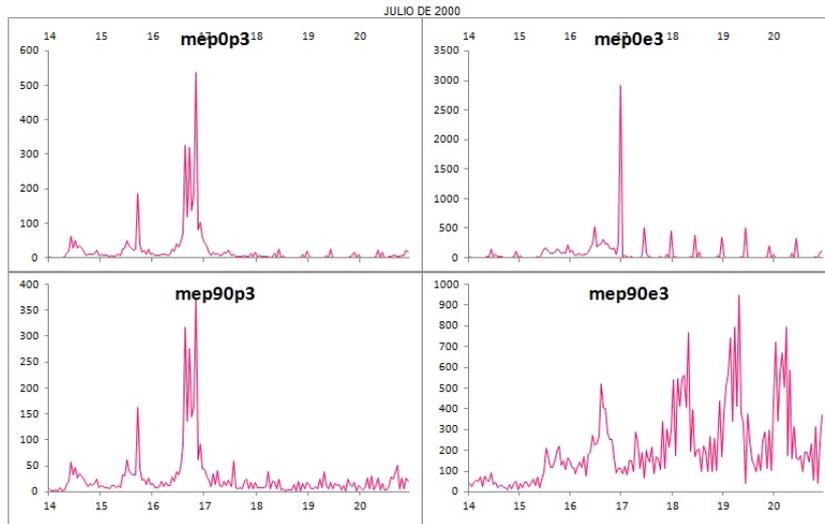


Figura 6.6: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 14 al 20 de julio de 2000, de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

El día 15 de julio, las gráficas de la izquierda muestra un aumento significativo, superior a los 350 protones /cm²/s/ster en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

6.4.2. Tormenta geomagnética de marzo de 2001

El 31 de marzo de 2001 se registró una tormenta geomagnética con un valor mínimo de Dst de -387 nT a las 09 TU. Durante la tormenta se observó una actividad auroral intensa, alcanzando valores superiores a los 1500 nT en el índice AE. La Fig. 6.7 muestra la evolución temporal de los índices geomagnéticos Dst y AE en nT para el período que se extiende entre el 29 de marzo y el 04 de abril de 2001, en el cual la mencionada tormenta se desarrolla.

La EMC del 29 de marzo de 2001 se observó con halo completo por los coronógrafos de LASCO (Fig. 6.8), con una velocidad de ~ 900 km/s. El tiempo de tránsito de esta EMC desde el Sol a la Tierra fue ~ 37 h. La fuente fue identificada como X1.7 en rayos X, registrada por GOES. Este “flare” se observó entre 09:57 y 10:32 TU, con un pico de emisión a las 10:15 TU en imágenes EIT. La intensidad del “flare” en H α fue de 1 N y por lo tanto no parecía excepcional. Sin embargo, la región activa fuente RA9393 de esta fulguración/CME fue uno de los grupos más grandes de manchas solares observados en el ciclo solar 23. Se convirtió en un grupo considerable de más de 50 manchas solares en el momento de su máximo desarrollo, ocupando un área total de 2440 millonésimas

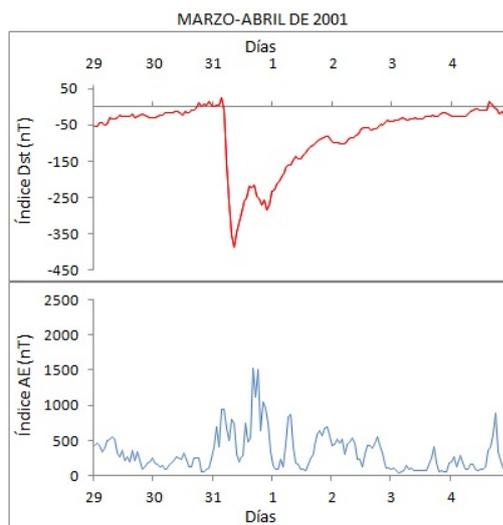


Figura 6.7: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período de los meses de marzo y abril de 2001 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200103/index.html http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200104/index.html.

de disco solar, y una extensión latitudinal de 19 grados heliográficos (Fig. 6.8). La región era muy compleja, con una configuración beta-gamma-delta ($\beta\gamma\delta$) que indica su potencial extremo y que contiene una gran cantidad de energía libre. Más detalles de este evento se pueden encontrar en (Srivastava and Venkatakrishnan, 2002).

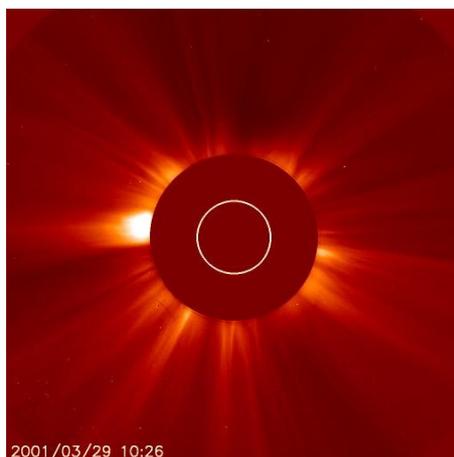


Figura 6.8: Imagen LASCO C2 de las 10:26 TU del día 29/03/2001. https://sohowww.nascom.nasa.gov/data/REPROCESSING/Completed/2001/c2/20010329/20010329_1054_c2_512.jpg.

En la Fig. 2 del Apéndice B se muestra la evolución de la región Región Activa 9393 desde su aparición el día 23 de marzo de 2001.

Se observa, en la Fig. 6.9, un aumento de iones con energías $>10\text{MeV}$, $>50\text{ MeV}$,

y >100 MeV coincidente con la emisión de rayos X de clase X 1.7/1N y ubicada en N24/W12 como se indicó en Tabla 6.3.

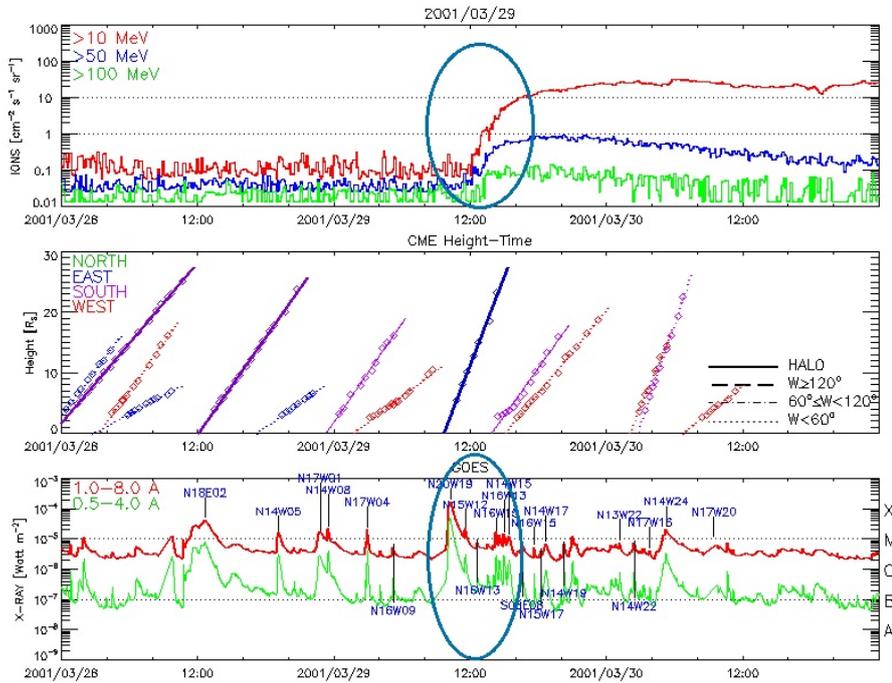


Figura 6.9: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 31 de marzo de 2001. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2001_03/sephtx_20010329.png.

En la Fig. 6.10 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa); el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 29 de marzo y 04 de abril de 2001. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb. Se observa en el medio interplanetario incrementos significativos en el viento solar y en el campo magnético interplanetario durante el periodo estudiado, que se extienden desde las últimas horas de TU del día 30 hasta finalizado el día 31 de marzo, cuando comienza una recuperación. Esto es coincidente con lo observado en la Fig. 6.7 en los índices geomagnéticos Dst y AE: valores positivos en el índice Dst entre las 19 TU del día 30 hasta las 04 TU del 31 de marzo, seguido de un decrecimiento brusco hasta alcanzar los -387 nT a las 09 TU del mismo día; y en el índice AE la presencia de 2 picos significativos hacia las 05 y las 17 TU con valores que superan los 1500 y los 2000 nT respectivamente.

Por su lado, el campo magnético interplanetario (CMI), B, es superior a 40 nT

y las componentes B_x y B_z alcanzan valores negativos de aproximadamente los -30 nT y -40 nT respectivamente. La temperatura del plasma aumenta a valores del orden de los $6 \cdot 10^6$ K; el número de iones a esa distancia es mayor a los 30; y la velocidad del viento solar apenas supera los 800 km/s. Por otro lado, la presión de flujo es superior a los 40 nPa y el campo eléctrico se incrementa a valores superiores a los 30 mV/m, con cambios a valores negativos en dos ocasiones antes y después del mencionado aumento. El flujo de protones con energías >1 MeV; >2 MeV; y >10 MeV tienen un incremento en forma simultánea, cercano al mediodía de TU del día 29 de marzo (Fig. 6.10).

La Fig. 6.11 muestra valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA / POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas/(cm^2 -s-ster) para el período 29 de marzo al 04 de abril de 2001. El día 31 de marzo, la gráfica muestra un aumento significativo, superiores a los 90 protones/(cm^2 -s-ster) en los protones, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

6.4.3. Tormenta geomagnética de noviembre de 2001

El 6 de noviembre de 2001 se registró una tormenta geomagnética con un valor mínimo de Dst de -292 nT a las 07 TU. Durante la tormenta se observó una actividad auroral intensa, alcanzando valores superiores a los 2000 nT hacia las 01:52 TU del 6 de noviembre, en el índice geomagnético, AE. La Fig. 6.12 muestra la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el período 04–10 de noviembre de 2001, donde la mencionada tormenta se desarrolla.

LASCO y EIT, a bordo de SOHO, observaron la EMC el 4 de noviembre de 2001. El evento se observó por primera vez en C2 a las 16:25 TU como un brillante lazo sobre la rama oeste; a las 16:50 TU el frente se convirtió en una EMC con halo completo (Fig. 6.13).

El CME se asoció con fuertes rayos X observado por EIT a las 16:20 TU. Este estallido ocurrió en el cuadrante N06/W18 en la región activa RA9684 entre 16:03 y 16:57 TU con emisión máxima a las 16:20 TU. Se observó una gran prominencia antes de la llamarada y este material de la prominencia se puede ver claramente en las imágenes de LASCO. La velocidad derivada del gráfico altura-tiempo es de 1868 km/s ((Iyer et al., 2006)).

En la Fig. 3 del Apéndice B se muestra la evolución de la región activa RA9684 desde su aparición el día 27 de octubre de 2001.

Se observa en la Fig. 6.14 un aumento de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y

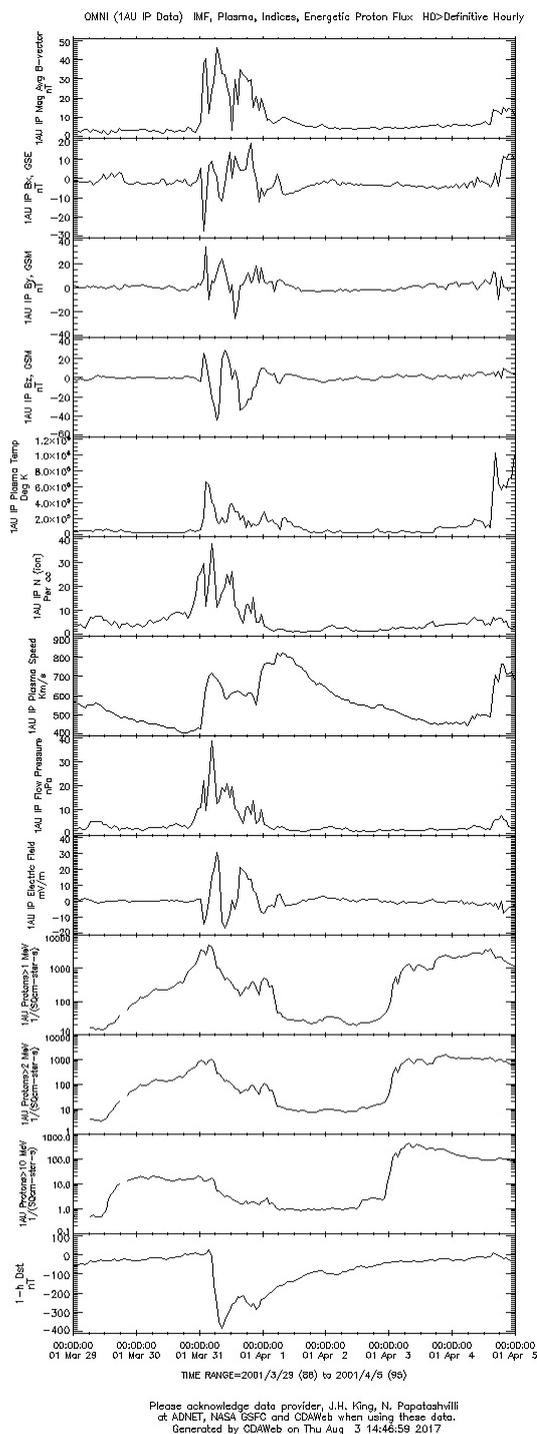


Figura 6.10: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y sus componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad y presión de flujo en km/s y nPa respectivamente). El campo eléctrico en mV/m, flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 29 de marzo y 04 de abril de 2001. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

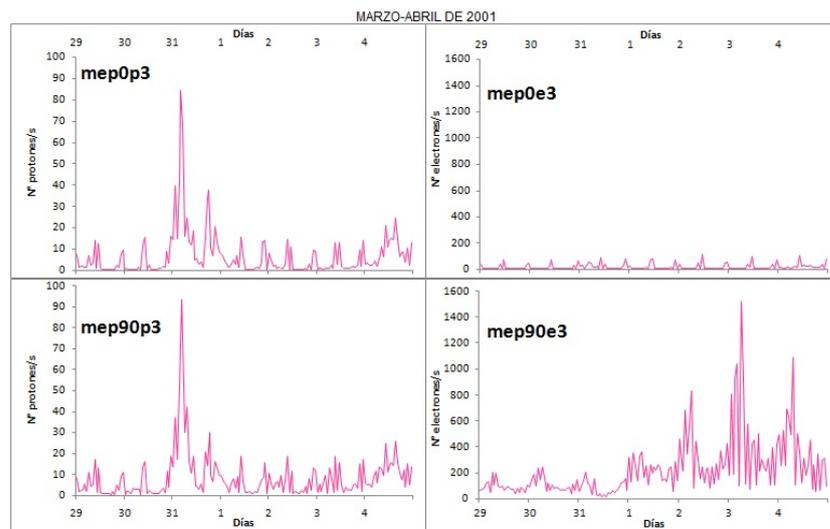


Figura 6.11: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 29 de marzo al 04 de abril de 2001, de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

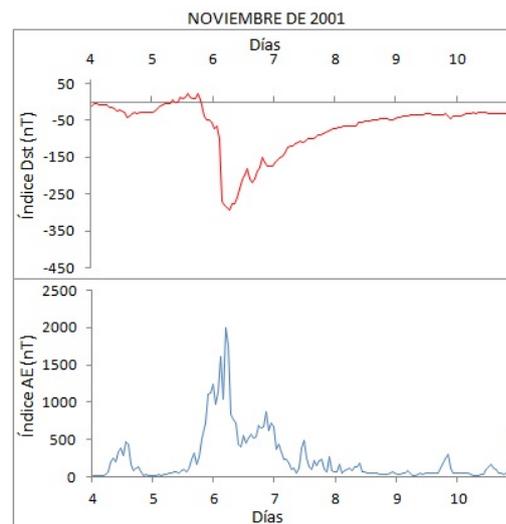


Figura 6.12: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período del mes de noviembre de 2001 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200111/index.html.

> 100 MeV coincidente con la emisión de rayos X de clase X1/3B y ubicada en N06/W18 como se indicó en 6.3.

En la Fig. 6.15 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa) y el campo eléctrico en mV/m para el período comprendido entre el 04 y 10 de noviembre de 2001. Los datos arriba

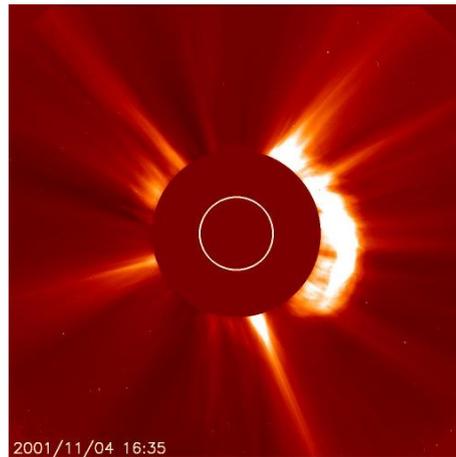


Figura 6.13: Imagen LASCO C2 de las 16:35 TU del día 04/11/2001. https://sohowww.nascom.nasa.gov//data/REPROCESSING/Completed/2001/c2/20011104/20011104_1635_c2_512.jpg.

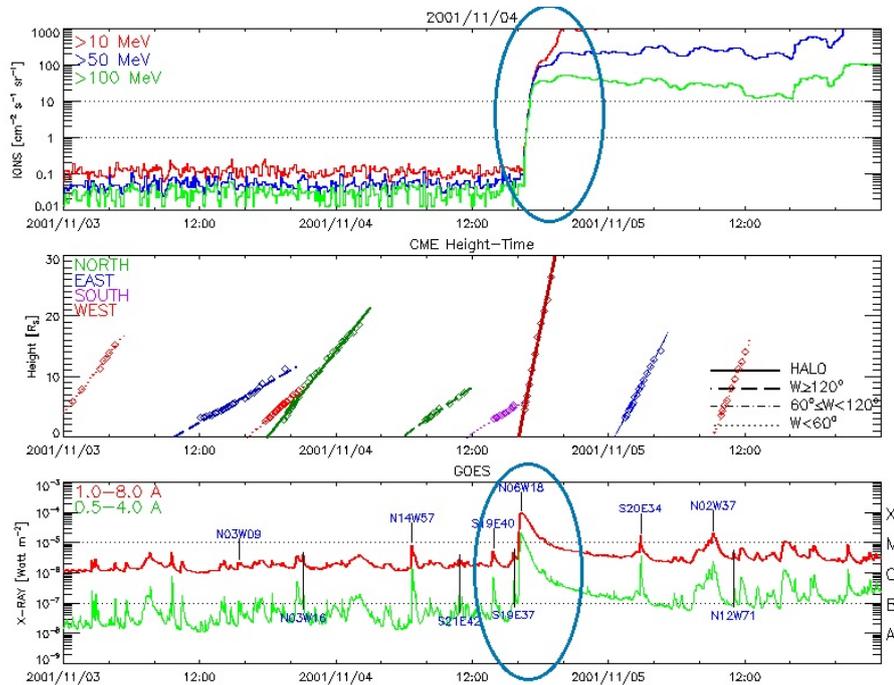


Figura 6.14: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 04 de noviembre de 2001. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2001_11/sephtx_20011104.png.

mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

Las mediciones de plasma interplanetario y los parámetros de campo magnético utilizando ACE satélite durante 4-10 de noviembre de 2001 se muestran en la Fig. 6.15. Hay falta de datos en alguno de los parámetros analizados, pero las variaciones indicadas debidas al fenómeno estudiado, pueden observarse claramente en la figura. La velocidad aumentó a ~ 700 km/s el 6 de noviembre de 20:01 a 02:00 TU y la temperatura

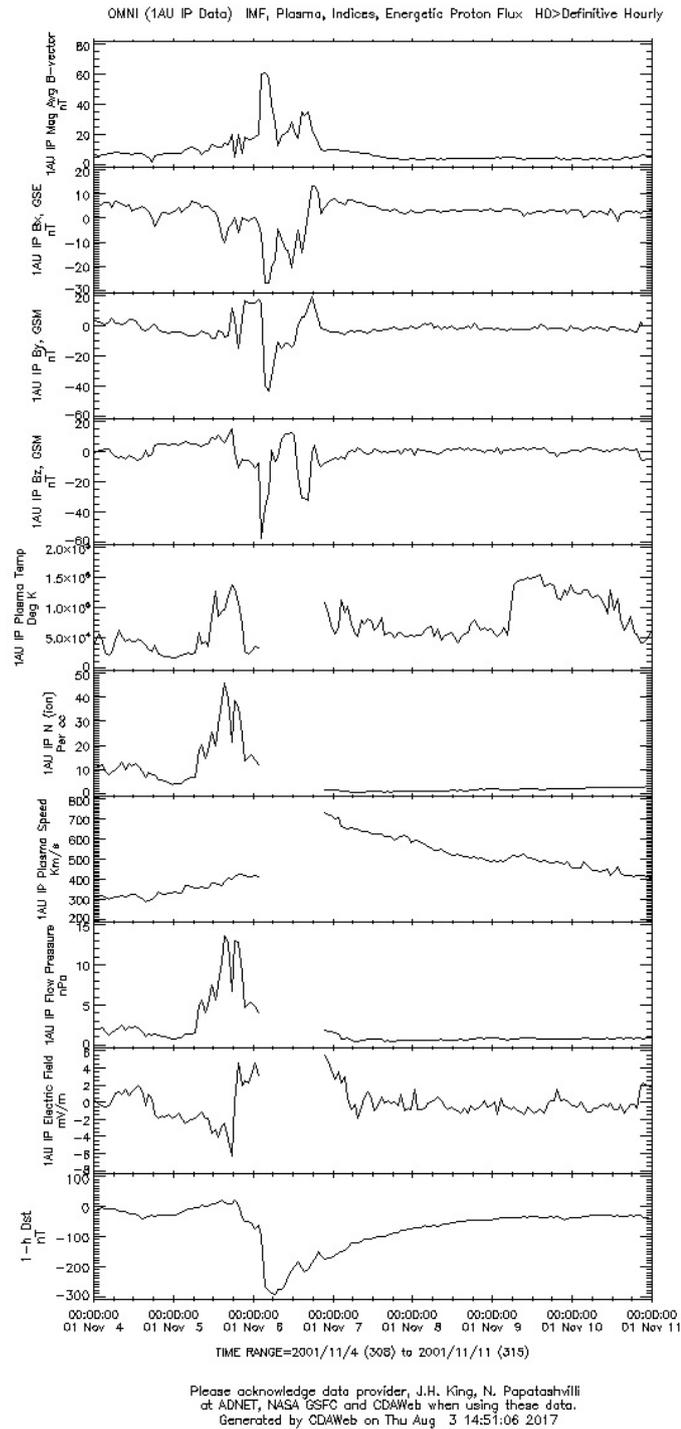


Figura 6.15: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad y presión de flujo en km/s y nPa respectivamente). El campo eléctrico en mV/m y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 04 y el 10 de noviembre de 2001. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

aumentó ligeramente más allá de $1,35 \cdot 10^5$ K. Se mantuvieron altos valores de densidad y velocidad junto con el componente B_z negativo del campo magnético interplanetario (CMI) que se mantuvo negativo a partir de 06:00 TU el 6 de noviembre de 2001 durante aproximadamente 5 horas. Estas prolongadas excursiones negativas de B_z son propicias para la reconexión de la línea de campo y el acoplamiento de la energía del viento solar a la magnetosfera. Las excursiones negativas de B_z están bien correlacionadas con los valores negativos del índice geomagnético Dst, que alcanza un valor mínimo de -292 nT a las 07:00 TU el 6 de noviembre de 2001 (Figura 6.15).

El campo magnético interplanetario (CMI), B , es superior a 60 nT; el número de iones a esa distancia es mayor a 40; y la presión de flujo apenas alcanza los 15 nPa. No hay dato del flujo de protones para este periodo.

La Fig. 6.16 muestra valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA/POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas/(cm^2 -s-ster) para el período entre el 04 y 10 de noviembre de 2001.

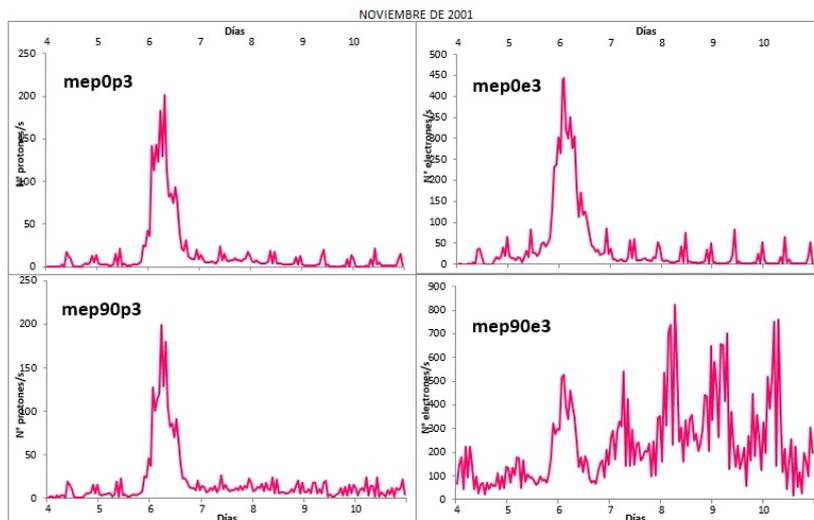


Figura 6.16: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 04–10 de noviembre de 2001, de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

El día 06 de noviembre, la gráfica muestra un aumento significativo, superiores a los 200 protones / cm^2 /s/ster en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

6.4.4. Tormenta geomagnética de octubre de 2003

A mediados de octubre de 2003, se formó en el Sol una gran mancha solar, a la que le siguieron enormes “llamaradas” solares. Luego, el 28 de octubre, la mancha solar expulsó abruptamente una masa concentrada de viento solar que conducía eléctricamente, lanzándola hacia el espacio interplanetario hacia la Tierra. Menos de un día después, el 29 de octubre, se inició una tormenta geomagnética cuando el viento solar interrumpió la magnetosfera protectora de la Tierra. Durante los próximos tres días, la “tormenta magnética de Halloween” evolucionó y creció hasta convertirse en una de las mayores tormentas de este tipo en medio siglo. Las tormentas magnéticas son fenómenos globales y sus efectos pueden verse fácilmente en todo el mundo. Durante la tormenta de Halloween, por ejemplo, la dirección magnética en Alaska cambió rápidamente en más de 20 grados. En otras palabras, la tormenta era tan grande que podía medirse con una simple brújula. La tormenta magnética de Halloween también produjo auroras espectaculares, con “luces del norte” fantasma verde visto hasta el sur de Estados Unidos como Texas y Florida.

Las tormentas solares de Halloween fueron una serie de flares solares y eyecciones de masa coronal que ocurrieron desde mediados de octubre hasta principios de noviembre de 2003, alcanzando su máximo entre el 28 y el 29 de octubre. Esta serie de tormentas generó el mayor flare solar jamás registrada por el sistema GOES, con un modelo tan fuerte como X45 (inicialmente estimado en X28 debido a la sobrecarga de los detectores del GOES). Los sistemas y las comunicaciones basados en satélites se vieron afectados, se aconsejó a los aviones evitar altitudes elevadas cerca de las regiones polares. Las auroras se observaron en latitudes tan al sur como Texas y los países mediterráneos de Europa.

El satélite SOHO falló temporalmente, y el Advanced Composition Explorer, ACE, fue dañado por la actividad solar. Otras numerosas naves espaciales fueron dañadas o experimentaron tiempo de inactividad debido a varios problemas. Algunos de ellos fueron puestos intencionadamente en modo seguro para proteger equipos sensibles. Los astronautas a bordo de la Estación Espacial Internacional (ISS) tuvieron que permanecer dentro de las partes más protegidas del segmento orbital ruso para protegerse contra el aumento de los niveles de radiación. Tanto la nave espacial Ulysses, que estaba cerca de Júpiter y Cassini, acercándose a Saturno, detectaron las emisiones. En abril de 2004, Voyager 2 también fue capaz de detectar a medida que llegaban a la nave espacial. Una de las tormentas solares fue comparada, por algunos científicos, en su intensidad, al acontecimiento de Carrington de 1859. http://www.nasa.gov/topics/solarsystem/features/halloween_storms.html.

El día 30 de octubre de 2003 la tormenta geomagnética alcanzó valores mínimos del índice Dst de -353 nT y -383 nT a las 01 TU y 23 TU, respectivamente, con una recuperación intermedia que alcanzó los -97 nT a las 18 TU. Durante la tormenta se observó una actividad auroral muy intensa, con dos intensificaciones, que alcanzan valores superiores a los 2000 nT hacia las 20-21 TU del 29 de octubre de 2003 y 18 TU del 30 de octubre de 2003, en el índice geomagnético, AE. La Fig. 6.17 muestran la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el período 29 de octubre y 04 de noviembre de 2003, donde la mencionada tormenta se desarrolla.

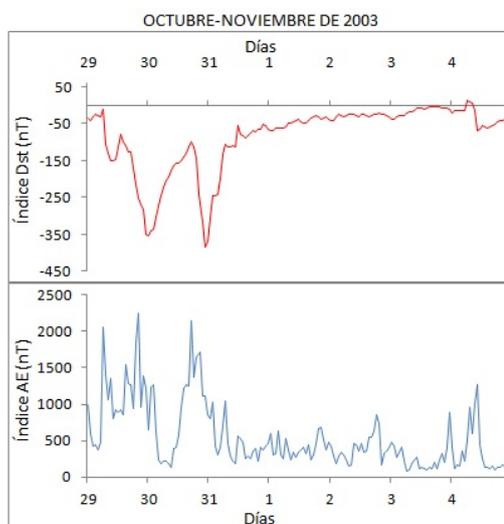


Figura 6.17: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período de los meses de octubre y noviembre de 2003 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200310/index.html http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200311/index.html.

La región de origen de las tormentas de Halloween está en la región activa fuerte RA10486. Su configuración se clasifica como beta-gamma-delta ($\beta\gamma\delta$), o sea que su potencial es extremo y contiene gran cantidad de energía libre. La región activa pasó a través del disco solar frontal del 12 de octubre al 4 de noviembre de 2003, produciendo 8 flares de clase X y CMEs de halo extremadamente rápido con velocidades mayores a 2000 km / s (NOAA NWS Service, 2004). La región activa RA10486 se localizó en S17 L283 el 28 de octubre y pasó a través del disco solar del 23 de octubre al 4 de noviembre de 2003. Esta región se ha girado detrás de la extremidad occidental y fuera de la vista el 4 de noviembre de 2003. Esta región produjo las dos erupciones solares más importantes durante el período 1976-2003. El primer flare fue lanzado a las 12:15 TU del 28 de octubre de 2003 con la importancia X17/4B (Fig. 6.18), y el segundo flare fue lanzado el 04 de noviembre de 2003 a las 22:25 TU con importancia X28/3B. El 28

de octubre de 2003 la región tenía área máxima, intensidad máxima y temperatura más alta en comparación con otros días del desarrollo de la región en el disco solar, Michalek et al. (2004).

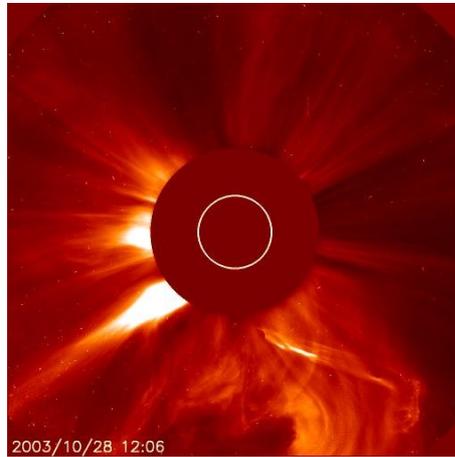


Figura 6.18: Imagen LASCO C2 de las 12:06 TU del día 28/10/2003. https://sohowww.nascom.nasa.gov/data/REPROCESSING/Completed/2003/c2/20031028/20031028_1206_c2_512.jpg.

En la Fig. 4 del Apéndice B se muestra la evolución de la región activa RA10486 desde su aparición el día 23 de octubre de 2003.

Se observa en la Fig. 6.19 un aumento de iones con energías $>10\text{MeV}$, $>50\text{ MeV}$, y $>100\text{ MeV}$ coincidente con la emisión de rayos x de clase X $>17.2/4\text{B}$ y ubicada en S16/E08 como se indicó en 6.3.

En la Fig. 6.20 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa); el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos ($>1\text{ MeV}$, $>2\text{ MeV}$, y $>10\text{ MeV}$) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 29 de octubre y 04 de noviembre de 2003. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

Hay falta de datos hasta el día 31 de octubre, en la temperatura del plasma, densidad iónica, velocidad y presión de flujo, el campo eléctrico y con lagunas en los flujos de protones energéticos, pero el cambio producido por el fenómeno estudiado, pueden observarse claramente en la figura. En el caso de la intensidad del campo magnético interplanetario, B, los incrementos de casi 50 nT el día 29 y de 35 nT a fines del día 30, con recuperación parcial; junto a los cambios en sus componentes, especialmente la componente B_z que toma valores negativos, hecho propicio para la reconexión magnética, puede observarse en la Fig. 6.20. Los valores de los flujos de protones energéticos

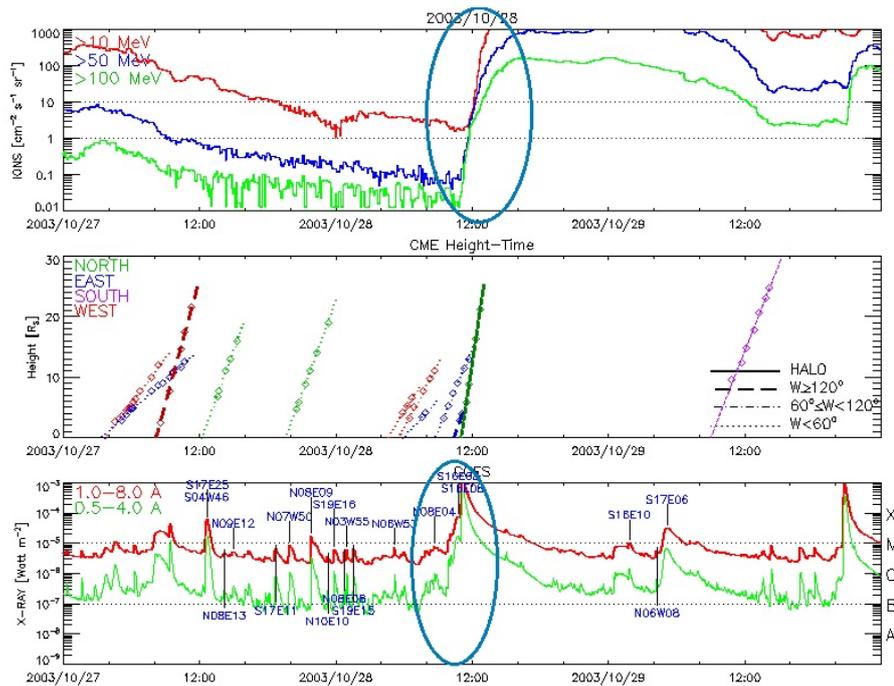


Figura 6.19: Número de iones con energías $>10 \text{ MeV}$, $>50 \text{ MeV}$, y $>100 \text{ MeV}$ del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 28 de octubre de 2003. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2003_10/sephtx_20031028.png.

están incrementados en el periodo coincidente con el de la tormenta geomagnética. La recuperación en todos los parámetros indicados en esta figura se da simultáneamente a la recuperación del índice geomagnético Dst, indicando la recuperación del periodo de tormenta.

La Fig. 6.21 muestra valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA / POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas/ $(\text{cm}^2\text{-s-ster})$ para el periodo, 29 de octubre y 04 de noviembre de 2003.

6.4.5. Tormenta geomagnética de noviembre de 2003

Una tormenta geomagnética intensa se registró el 20 de noviembre de 2003, con un valor mínimo en el índice geomagnético, Dst, de -422 nT a las 21-22 TU; y con una fuerte actividad auroral, alcanzando valores superiores a los 1500 nT en el índice AE. Las Figs. 6.22 muestran la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el periodo 18-24 de noviembre de 2003, que incluyen la mencionada tormenta.

Las eyecciones de masa coronal de la mancha solar RA10501 llegaron a la Tierra el 20 de noviembre de 2003, generando auroras. Esta vista, Fig. 6.23, fue confeccionada

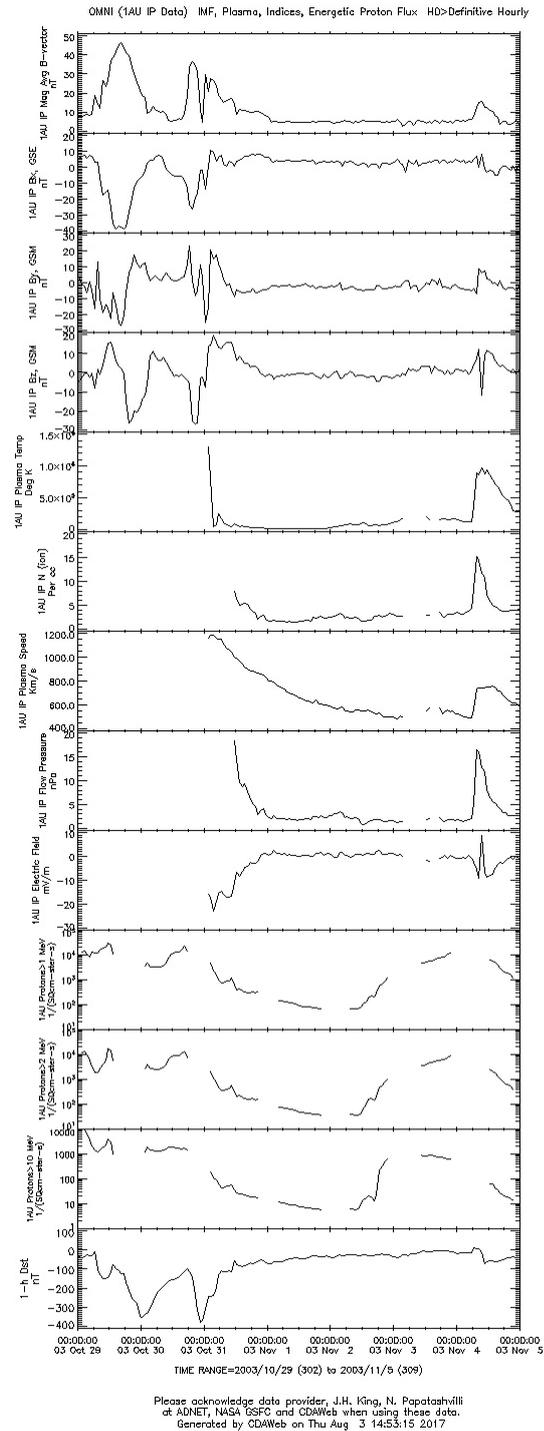


Figura 6.20: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa). El campo eléctrico en mV/m, los flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 29 de octubre y 04 de noviembre de 2003. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

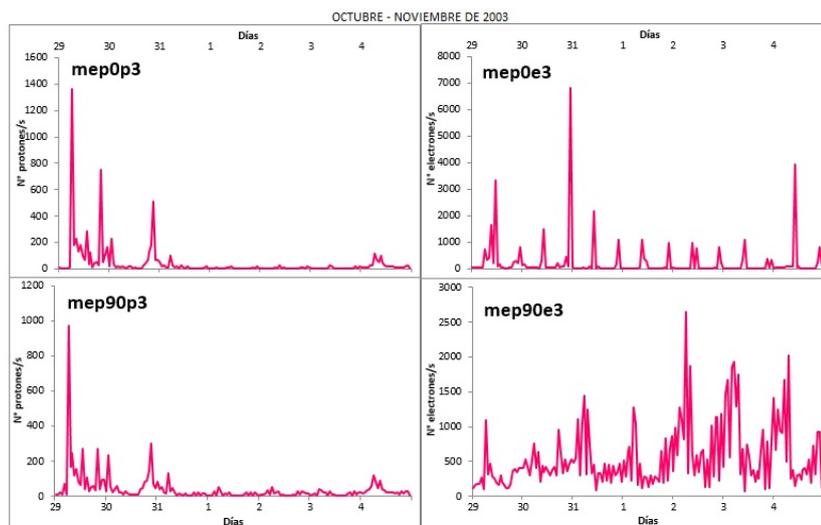


Figura 6.21: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 29 de octubre al 04 de noviembre de 2003, de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

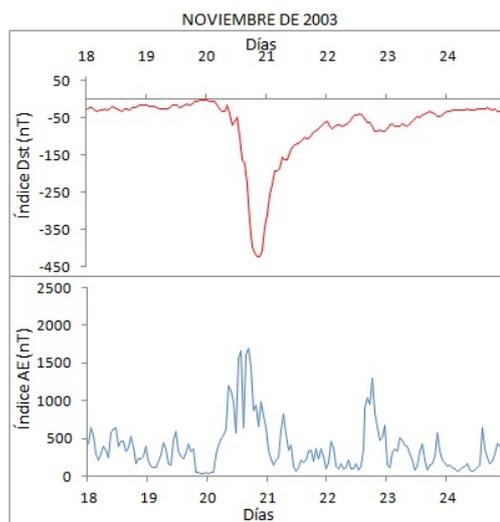


Figura 6.22: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el periodo del mes de noviembre de 2003 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200311/index.html.

con datos, y en “falso color”, de la nave espacial POLAR y en el instante de mayor desarrollo (08:09:08 TU). El rojo marca la intensidad más alta, el azul el más bajo.

En la inusual supertormenta se observó un leve EMC de halo completo el 20 de noviembre de 2003 después de un flare M9.6/2B de larga duración en la región activa RA10501 a las 07:52 TU. Se observó un CME de halo más rápido y más brillante en imágenes de LASCO después de un flujo de M3.9 de larga duración en la misma región a las 08:31 TU. Al mismo tiempo que el primer flare, registró un frente de bucle ancho

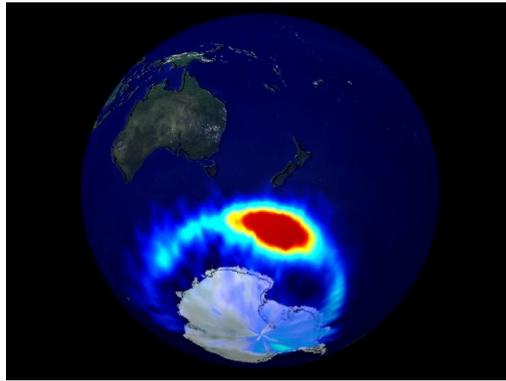


Figura 6.23: Aurora confeccionada con datos obtenidos por la nave espacial POLAR (<https://svs.gsfc.nasa.gov/2857>).

y débil en imágenes LASCO-C2 a las 08:06 TU (Fig.6.24).

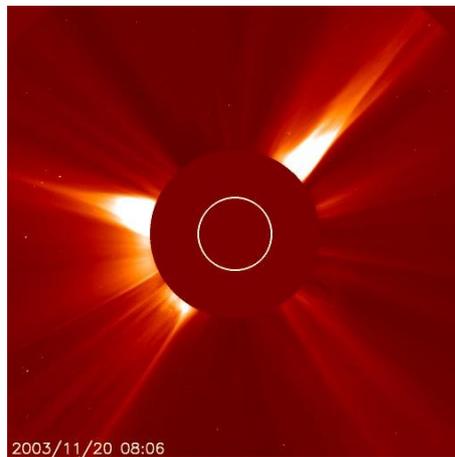


Figura 6.24: Imagen LASCO C2 de las 08:06 TU del día 20/11/2003. https://sohowww.nascom.nasa.gov/data/REPROCESSING/Completed/2003/c2/20031120/20031120_0806_c2_512.jpg.

A las 08:50 TU apareció un segundo frente mucho más brillante que abarcó 160° desde el SE hasta NO, teniendo extensiones más débiles al polo norte. El frente brillante apareció por primera vez en imágenes C3 en el sur a las 08:42 TU y desarrolló un halo completo EMC a las 09:18 TU. La velocidad media del plano de cielo de esta EMC se midió aproximadamente en 1175 km/s con una posición angular, medida desde el norte solar en grados en sentido antihorario, $PA 177^\circ$, con posible evidencia de ligera aceleración.

En la Fig. 5 del Apéndice B se muestra la evolución de la región activa RA 10501 desde su aparición el día 14 de noviembre de 2003.

El CME probablemente estuvo asociado con una actividad compleja en y alrededor de AR 10501 entre las 07: 36-09: 00 TU. EIT observó dos flares entre las 07: 36-08: 00

TU y entre las 08: 12-09: 00 TU. El primer “flare”, se centró en N03/E18 y el segundo hacia el sur y el oeste. Además, se activó un canal de filamentos hacia el sur y el oeste de la región activa después de las primeras flotas que subsiguientemente entraron en erupción. Tanto la onda de EIT y oscurecimiento se observaron en asociación con este evento. El 20 de noviembre, cuando el CME llegó a la Tierra, ocurrió la tormenta geomagnética más intensa del ciclo solar actual (Dst-472nT) (www.spaceweatherlive.com/es/archivo/2003/11/20/rsga.)

Se observa en la Fig. 6.25 solo un pequeño aumento de iones con energías >10 MeV coincidente con la emisión de rayos X de clase M9.6/2B y ubicada en N01/W08 como se indicó en 6.3.

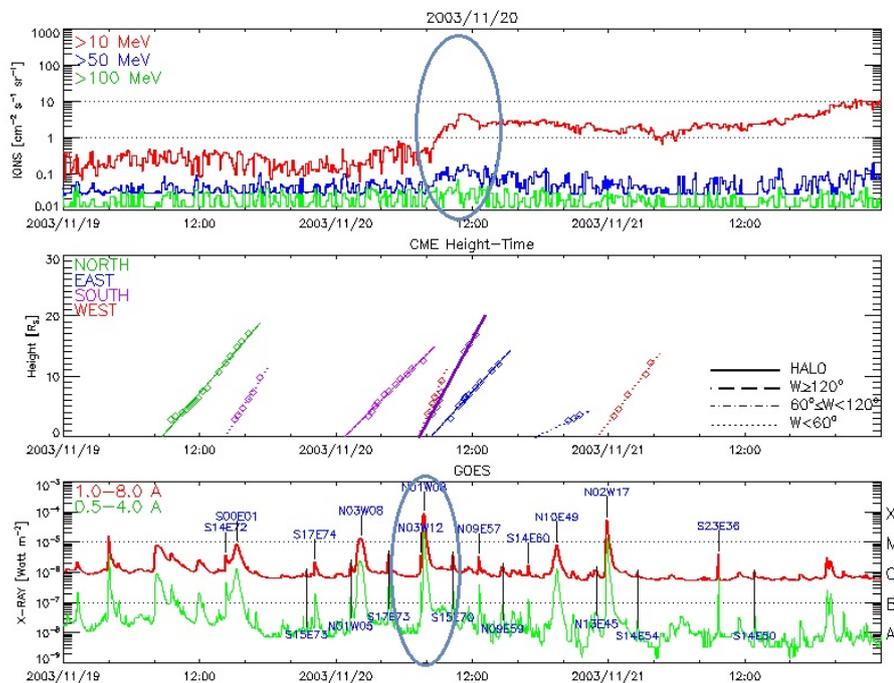


Figura 6.25: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 20 de noviembre de 2003. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2003_11/sephtx_20031120.png.

En la Fig. 6.26 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI (Field Magnetic Interplanetary, FMI), (magnitud promedio B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT), datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa) y el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 18 y 24 de noviembre de 2003. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

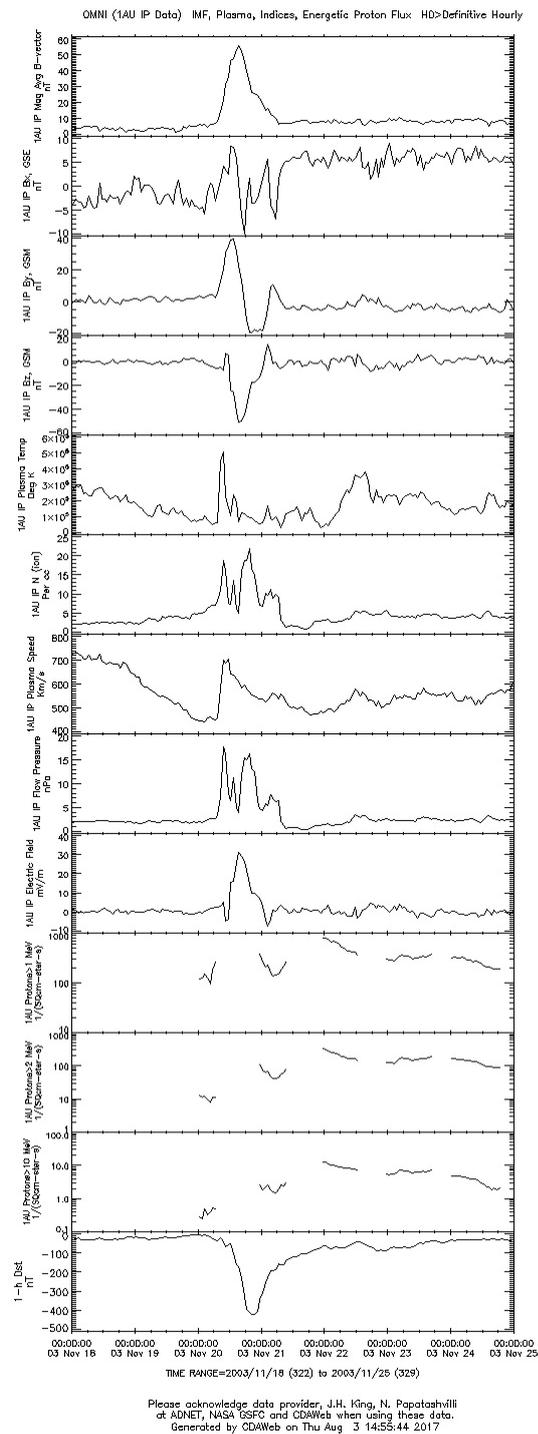


Figura 6.26: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa). El campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 18 y 24 de noviembre de 2003. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

Como es de esperar, se produce una poderosa actividad geomagnética con incrementos significativos en el campo magnético interplanetario (CMI), B , que alcanza valores cercanos a los 60 nT en sus componentes (B_x y B_y) y muy especialmente en la componente z , B_z , con valores negativos de aproximadamente los -50 nT. La temperatura del plasma a 1 AU aumenta a valores del orden de los $5 \cdot 10^6$ K; el número de iones a esa distancia es mayor a 20; y la velocidad del viento solar alcanza los 700 km/s. Por otro lado, la presión de flujo es superior a los 15 nPa y el campo eléctrico se incrementa a valores superiores a los 30 mV/m. Muy poco podemos decir del flujo de protones en 1 AU, con energías >1 MeV; >2 MeV; y >10 MeV por falta de datos, pero se observa un incremento los días posteriores a la tormenta.

La Fig. 6.27 muestra, para el período 18 al 24 de noviembre de 2003, los valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA / POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas /cm²/s/ster. El día 20 de noviembre, la gráfica muestra un aumento significativo, superiores a los 100 protones/(cm²-s-ster) en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

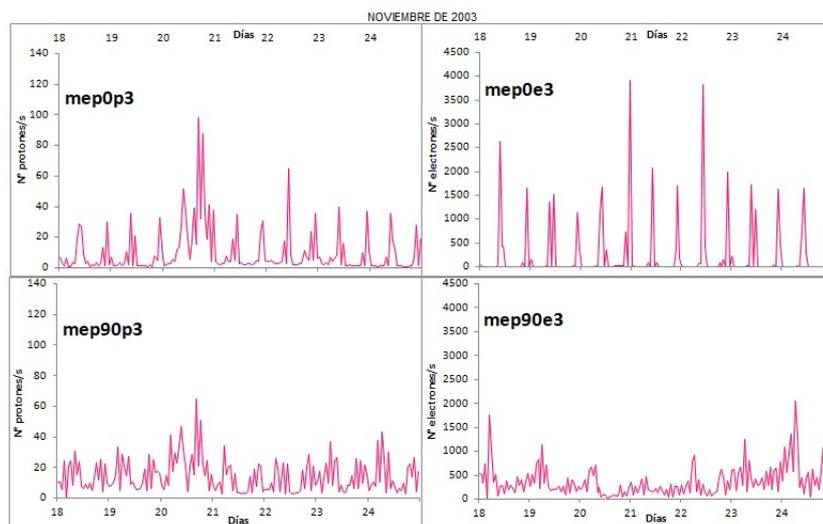


Figura 6.27: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo noviembre 18-24, 2003, de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

6.4.6. Tormenta geomagnética de noviembre de 2004

En el periodo entre el 7 y 12 de noviembre de 2004 tuvieron lugar dos intensificaciones del anillo de corriente, alcanzando el índice Dst valores de -387 nT y -259

nT, respectivamente. La tormenta geomagnética registrada, alcanza el valor mínimo el 8 de noviembre de 2004 a las 07 TU, seguida de una recuperación parcial y de un crecimiento adicional el día 10 de noviembre a las 08 TU. La actividad auroral fue intensa, con valores de AE superiores a 1500 nT, que se mantienen entre los días 8 y el 10 de noviembre. En la Fig. 6.28 se muestra la evolución temporal del índice Dst y del índice AE para el período comprendido entre el 06 al 12 de noviembre de 2004, que incluye la mencionada tormenta.

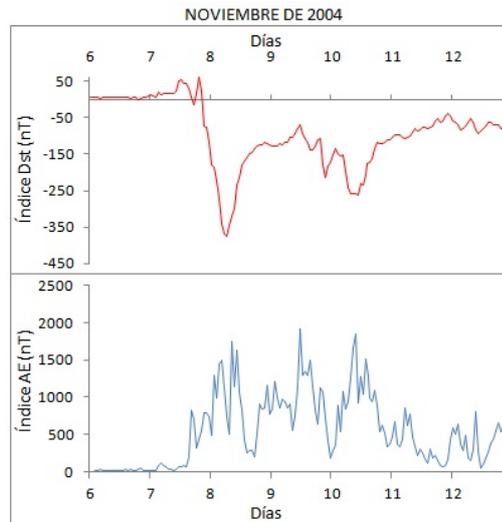


Figura 6.28: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período del mes de noviembre de 2004 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200411/index.html.

Desde la mancha solar 10696 se produjeron nueve erupciones solares de clase M desde el 3 al 10 de noviembre de 2004. En particular, la EMC, proveniente de la fulguración del 7 de noviembre a las 16:05 TU, clase X2, que alcanzó una velocidad de 1770 km/s, tuvo su primera aparición, de halo completo, en Lasco C2 a las 17:06 TU del mismo día (6.29). La tormenta geomagnética se inició con un “comienzo súbito” a las 12 TU del mismo día. Una nueva fulguración del tipo M8 tuvo lugar a las 17:15 TU del día 9 de noviembre y otra X2, a las 03:00 TU del 10 del mismo mes, ambas con eyecciones de masa coronal.

En la Fig. 6 del Apéndice B se muestra la evolución de la región Región Activa RA10696 desde su aparición el día 02 de noviembre de 2004.

Se observa en la Fig. 6.30 un aumento de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV; coincidente con la emisión de rayos X de clase X2, ubicada en N09/W17, tal como se indicó en Tabla 6.3.

En la Fig. 6.31 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del

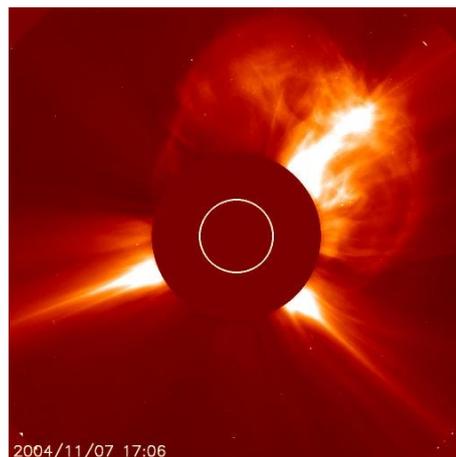


Figura 6.29: Imagen LASCO C2 de las 08:06 TU del día 20/11/2003. https://sohowww.nascom.nasa.gov//data/REPROCESSING/Completed/2004/c2/20041107/20041107_1706_c2_512.jpg.

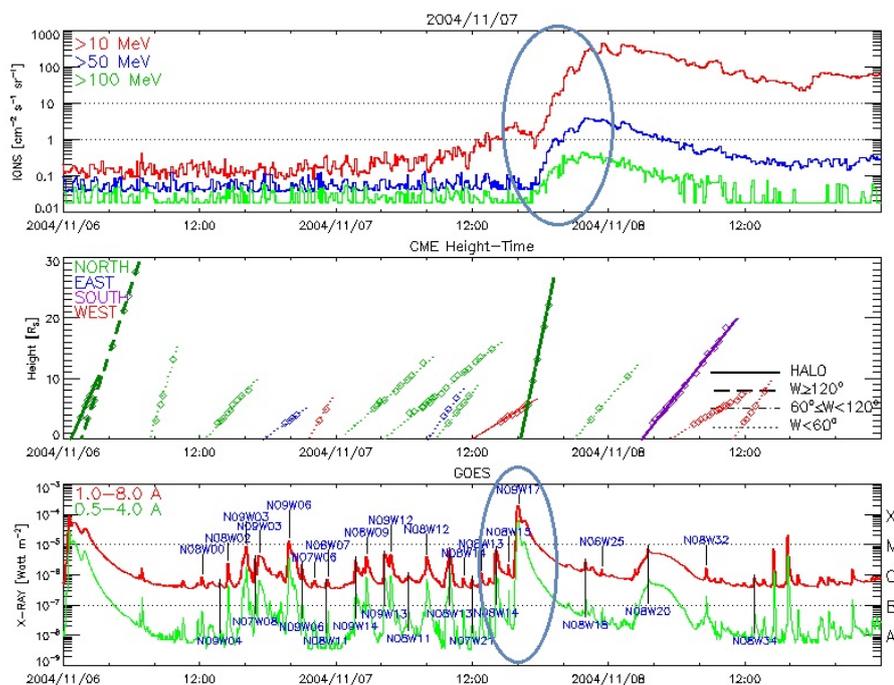


Figura 6.30: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 07 de noviembre de 2004. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2004_11/sephtx_20041107.png.

campo magnético interplanetario, CMI (Field Magnetic Interplanetary, FMI) (magnitud promedio B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT), datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N°/cc , velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa) y el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 06 y 12 de noviembre de 2004. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de

OMNIWeb.

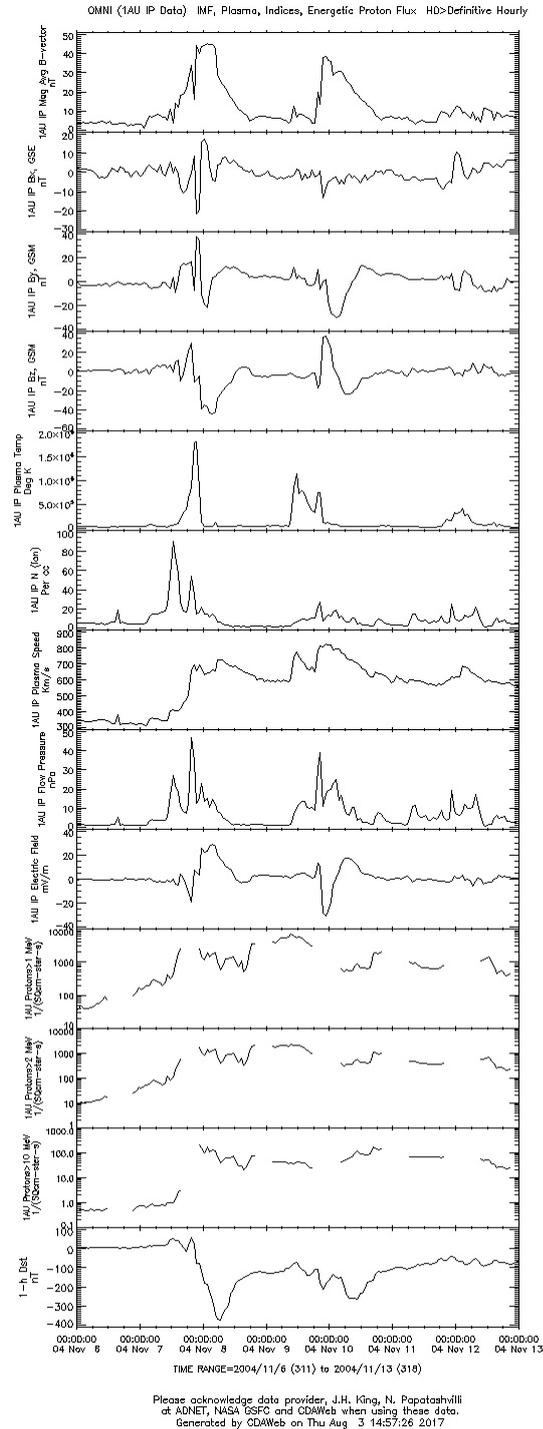


Figura 6.31: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa). El campo eléctrico en mV/m, los flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 06 y 12 de noviembre de 2004. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

La figura 6.32 muestra, para el período 06 al 12 de noviembre de 2004, los valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA / POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas /cm²/s/ster. El día 08 de noviembre, la gráfica muestra un aumento significativo, superiores a los 300 protones/(cm²-s-ster) en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

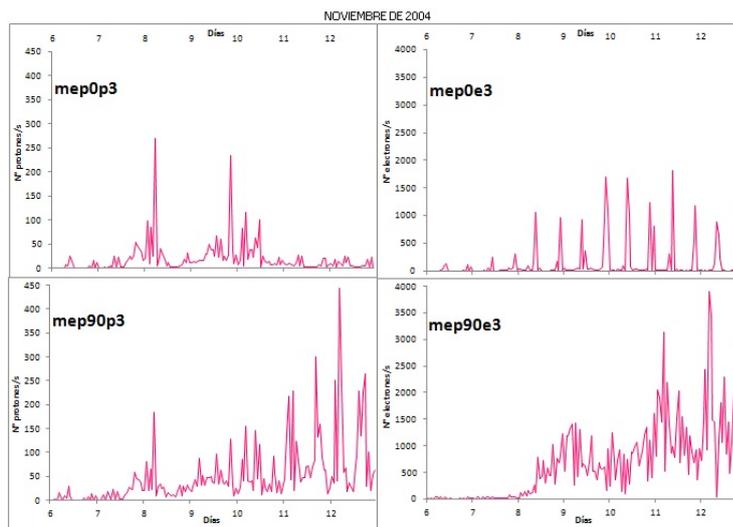


Figura 6.32: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo noviembre 06-12, 2004 , de flujo de: derecha: protones con energías entre 240 y 800 keV; e izquierda: electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

6.4.7. Tormenta geomagnética de mayo de 2005

Una erupción de la región activa solar RA10759 produjo una rápida eyección de masa coronal en halo (EMC) que se asoció con una clase M8 de rayos X con emisión pico a las 16:57 TU del 13 de mayo de 2005. En la Fig. 6.33 se muestra la imagen Lasco C2 a las 17:22 TU de ese día. La perturbación llegó a la Tierra el 15 de mayo de 2005, ocurriendo el comienzo súbito a las 02:39 TU ((Dashora et al., 2009)). El valor mínimo del índice Dst fue de -247 nT a las 09 TU del día 15. Durante la tormenta se observó una actividad auroral no muy intensa, pues el índice auroral AE apenas alcanzó los 1000 nT, valor que se prolongó durante el periodo de recuperación de la tormenta, hasta el día 18 de mayo.

La Fig. 6.34 muestra la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el período del 13 al 19 de mayo de 2005, que incluye la mencionada tormenta.

En la Fig. 7 del Apéndice B se muestra la evolución de la región Región Activa

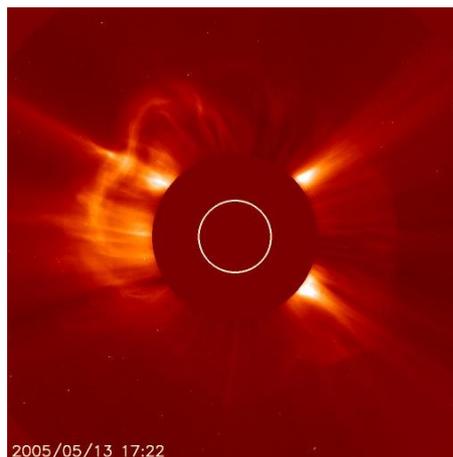


Figura 6.33: Imagen LASCO C2 de las 17:22 TU del día 13/05/2005. https://sohowww.nascom.nasa.gov/data/REPROCESSING/Completed/2004/c2/20050513/20050513_1722_c2_512.jpg.

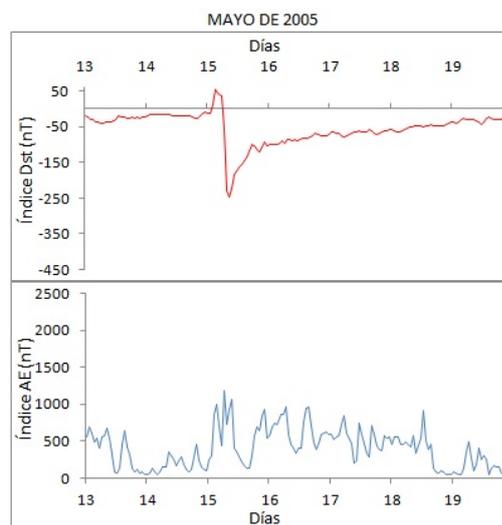


Figura 6.34: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el periodo del mes de mayo de 2005 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200505/index.html.

10759 desde su aparición el día 09 de mayo de 2005.

Se observa en la Fig. 6.35 un aumento de iones con energías $>10\text{MeV}$, $>50\text{ MeV}$, y $>100\text{ MeV}$; coincidente con la emisión de rayos x de clase M8/2B, ubicada en N12/E11, tal como se indicó en Tabla 6.3.

En la Fig. 6.36 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI (Field Magnetic Interplanetary, FMI) (magnitud promedio B y componentes B_x , B_{2y} , B_z en coordenadas GSM en nT), datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad de flujo en

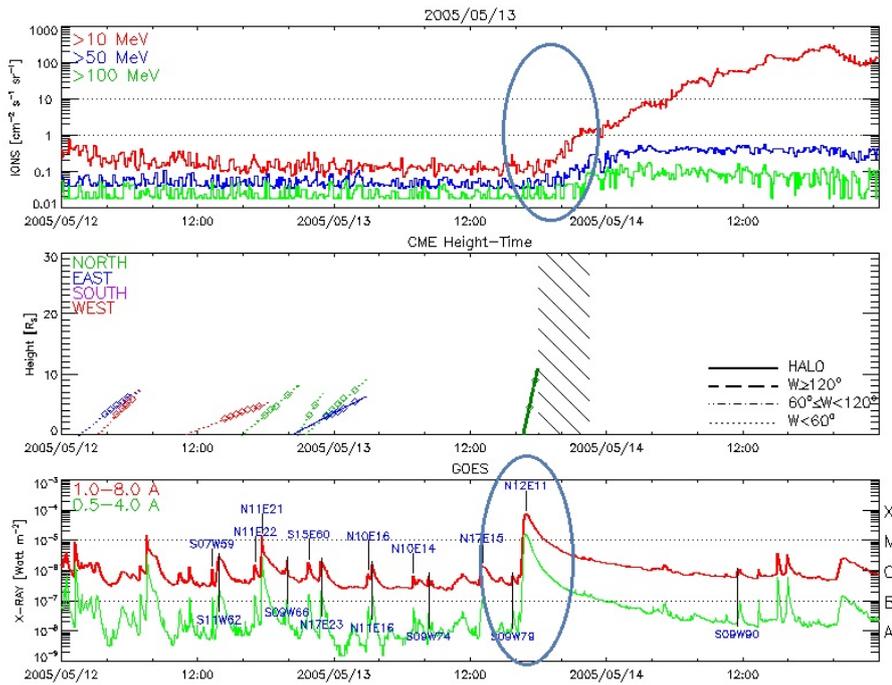


Figura 6.35: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 13 de mayo de 2005. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2005_05/sephtx_20050513.png.

km/s y presión de flujo en nPa) y el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período comprendido entre el 13 y 19 de mayo de 2005. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

El comienzo repentino de la tormenta se registró a las 02:39 TU con un aumento brusco de la velocidad del flujo de plasma interplanetario, alcanzando valores cercanos a los 1000 km/s. Un giro hacia el sur de la componente Z del CMI, B_z , alrededor de las 06:00 TU señaló el inicio de la fase principal de la tormenta geomagnética. La componente B_z alcanzó valores de alrededor de -40 nT, manteniendo valores negativos durante las siguientes 3 h, en que gira hacia el norte a las 09:00 TU. La temperatura del plasma a 1 AU aumenta a valores del orden de los $1,4 \cdot 10^6$ K; el número de iones a esa distancia supera los 20; la presión de flujo es superior a los 30 nPa y el campo eléctrico tiene valores positivos de hasta 30 mV/m, girando a valores negativos antes del mediodía de TU del día 15 de mayo. El flujo de protones en 1 AU, con energías >1 MeV; >2 MeV; y >10 MeV presentan, en forma simultánea, un brusco aumento en las últimas horas del día 13; incremento que continuó hasta alcanzar valores máximos coincidentes con el comienzo de la fase principal de la tormenta, en que presentaron un marcado descenso también simultáneo en los tres rangos de energía.

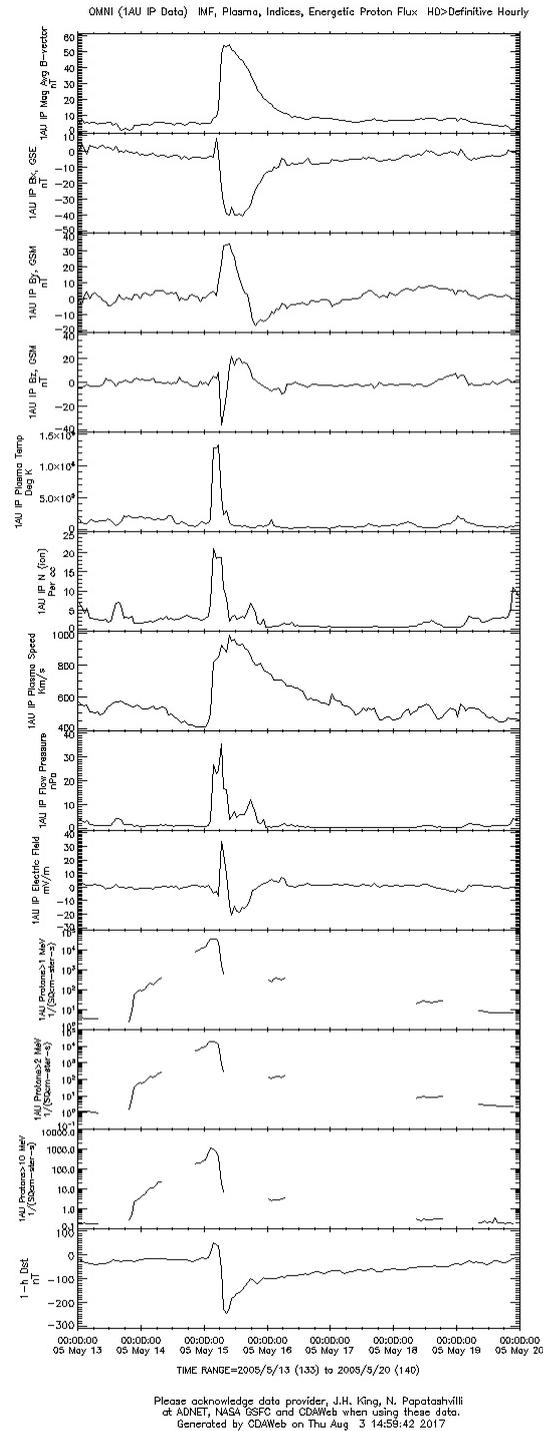


Figura 6.36: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N°/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa). El campo eléctrico en mV/m , los flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 13 y 19 de mayo de 2005. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

La Fig. 6.37 muestra los valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA/POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas /cm²/s/ster, para el período, 13 y 19 de mayo de 2005. El día 15 de mayo, la gráfica muestra un aumento significativo, de 165 protones/(cm²-s-ster) en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

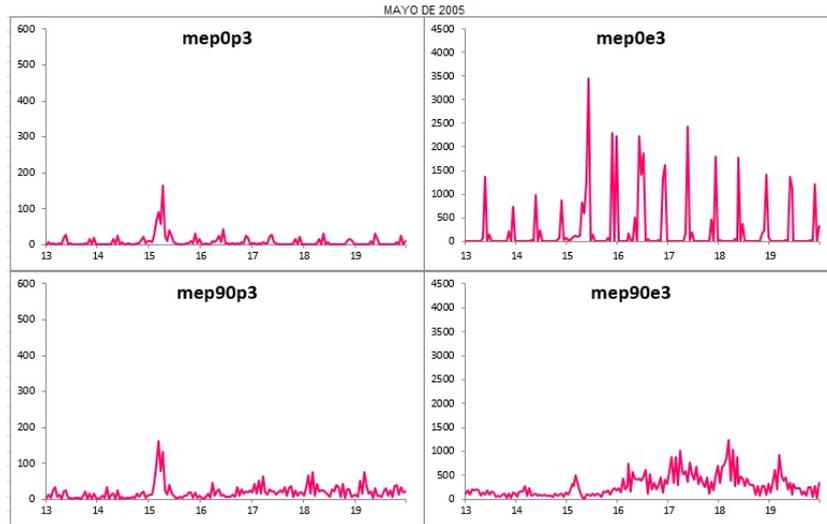


Figura 6.37: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el período 13 al 19 de mayo de 2005. A la derecha: flujo de protones con energías entre 240 y 800 keV; a la izquierda: flujo de electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

6.4.8. Tormenta geomagnética de agosto de 2005

La tormenta magnética más intensa de las ocurridas en el mes de agosto de 2005 se registró entre el 24 y el 25 de agosto con un índice Kp máximo de -9 y un índice Dst de -184 nT. Durante la tormenta se observó una actividad auroral muy intensa, con valores del índice auroral AE superiores a los 2000 nT, coincidente con el máximo valor del índice Dst. La Fig. 6.38 muestra la evolución temporal del índice Dst y el índice AE para el período del 22 al 28 de agosto de 2005, que incluye la mencionada tormenta.

La región activa solar RA10798 fue identificada el 15 de agosto de 2005 y evolucionó rápidamente hasta el 20 de agosto, siendo la responsable de las llamaradas M2.6 y M5.6 del 22 de agosto, y la M2.7 del 23 de agosto, con un pico, respectivamente, a las 01:32 TU, a las 17:27 TU y a las 14:44 TU (Fig. 6.4.8).

En la Fig. 8 del Apéndice B se muestra la evolución de la región Región Activa 10798 desde su aparición el día 15 de agosto de 2005.

Se observa en la Fig. 6.40 un aumento de iones con energías >10 MeV y >50 MeV.

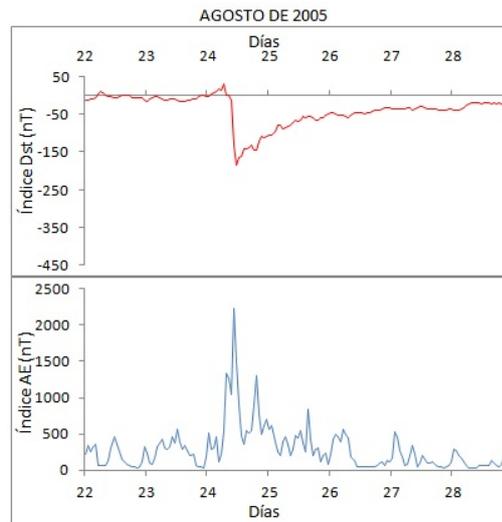


Figura 6.38: Valores horarios del índice Dst (parte superior) y del índice AE (parte inferior), ambos en nT, durante el período del mes de agosto de 2005 seleccionado. Se indican la tormenta geomagnética y el intervalo de perturbación estudiados en la (Tabla 6.1). http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/200508/index.html.

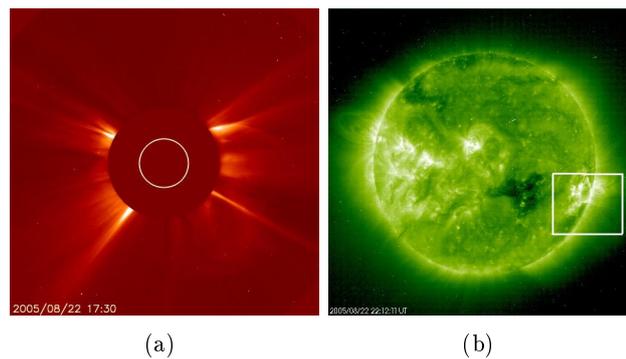


Figura 6.39: Izquierda: Imagen LASCO C2 a las 22:12 TU del día 22/08/2005. https://sohowww.nascom.nasa.gov//data/REPROCESSING/Completed/2005/c2/20050822/20050822_1730_c2_512.jpg. Derecha: “Flare” solar doble https://www.nasa.gov/vision/universe/watchtheskies/aug05_cme.html.

Este incremento se produce en dos escalones: el primero el día 22 y el segundo en las primeras horas del 23, coincidente, este último con la emisión de rayos X ubicado en S13/W65, tal como se indicó en Tabla 6.3.

En la Fig. 6.41 se muestran en secuencia los promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI (Field Magnetic Interplanetary, FMI) (magnitud promedio B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT), datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc, velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa) y el campo eléctrico en mV/m y flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ para el período

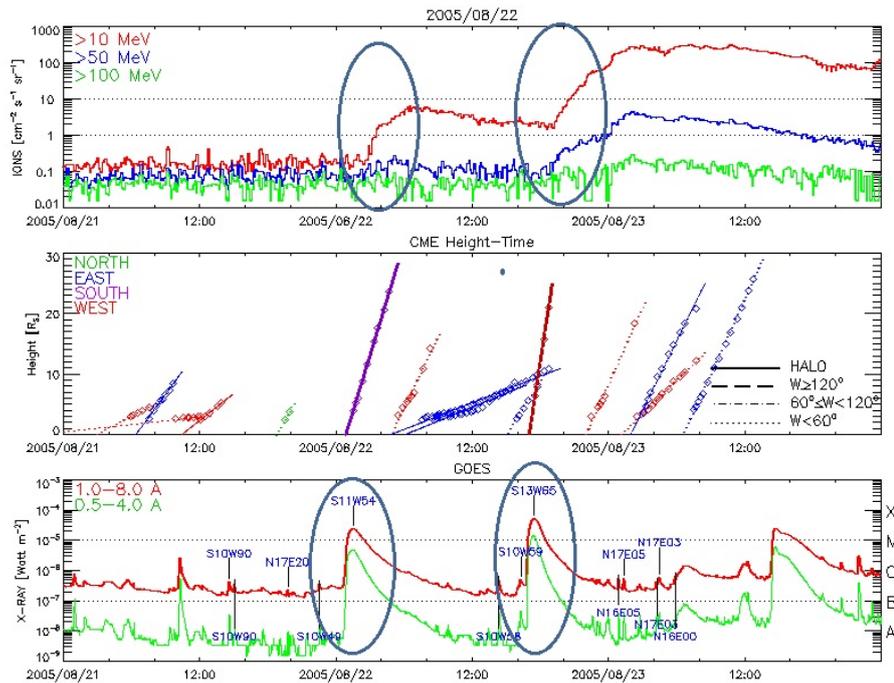


Figura 6.40: Número de iones con energías >10 MeV, >50 MeV, y >100 MeV del catálogo del SOHO LASCO para la EMC ocurrida el día 13 de mayo de 2005. https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_plots/sephtx/2005_08/sephtx_20050822.png.

comprendido entre el 22 y 28 de agosto de 2005. Los datos arriba mencionados fueron extraídos de OMNIWeb.

La primera EMC dejó una “firma” en los datos de ACE hacia las 06:00 TU, coincidente con el comienzo súbito de la tormenta y la segunda EMC, alrededor de las 09:00 TU, señaló el inicio de la fase principal de la misma, cuando la componente B_z del CMI alcanzó ~ -40 nT y la velocidad del viento solar aumentó a más de 700 km/s. La temperatura del plasma a 1 AU aumenta a valores del orden de los $3,0 \cdot 10^6$ K; el número de iones a esa distancia supera los 50; la presión de flujo es superior a los 40 nPa y el campo eléctrico tiene valores positivos de hasta 30 mV/m, girando a valores negativos antes del mediodía de TU del día 24. Los días 22 y 23 de agosto hay falta de datos en el flujo de protones en 1 AU, con energías >1 MeV; >2 MeV; y >10 MeV, pero en las primeras horas de TU del día 24, cuando se cuenta con información, se observan valores incrementados simultáneos al desarrollo de la tormenta, seguido de una recuperación lenta que sigue el desarrollo de la fase de recuperación de la misma.

La Fig. 6.42 muestra los valores horarios del flujo de protones y electrones medidos por NOAA / POES MEPED (Apéndice A) con energías entre los 240 keV a 800 keV para los protones y con energías entre los 300 keV y 2500 keV para los electrones, en unidades de partículas/ $(\text{cm}^2\text{-s-ster})$, para el período, 22 y 28 de agosto de 2005. El día

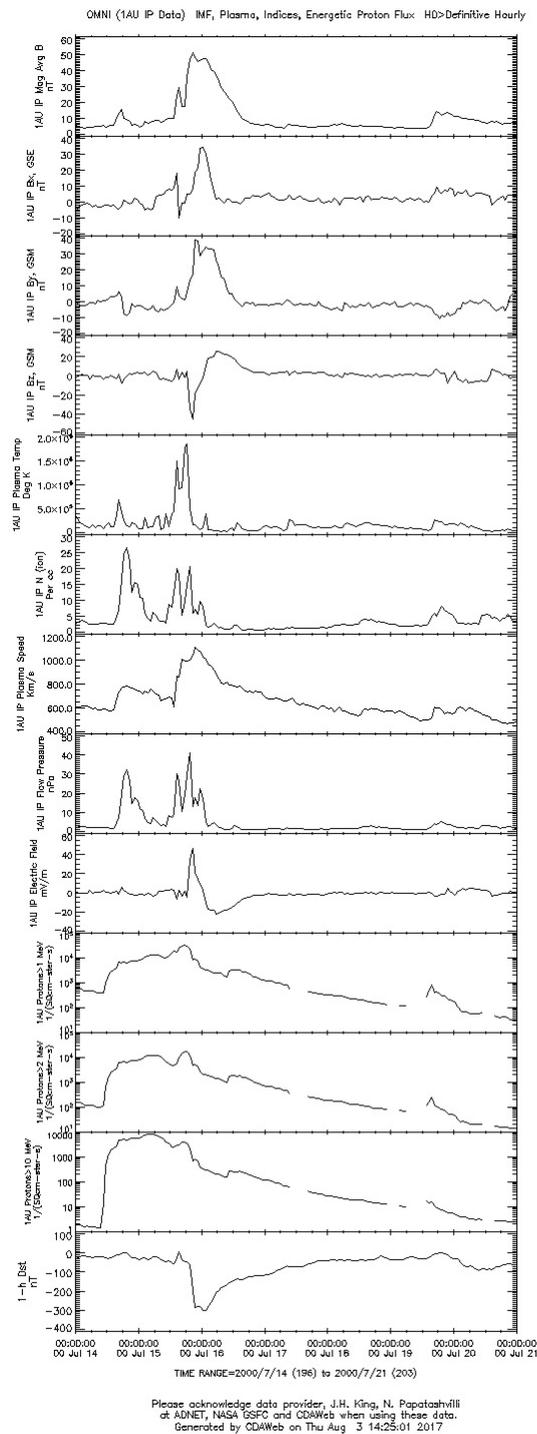


Figura 6.41: Promedios horarios de la intensidad del campo magnético interplanetario, CMI, B y componentes B_x , B_y , B_z en coordenadas GSM en nT, datos del plasma (temperatura en K, densidad iónica en N° partículas/cc y velocidad de flujo en km/s y presión de flujo en nPa). El campo eléctrico en mV/m, los flujos de protones energéticos (>1 MeV, >2 MeV, y >10 MeV) en N° protones $(\text{cm}^2\text{-ster-s})^{-1}$ y el índice Dst horario en nT (1-h Dst) también se muestran para el período comprendido entre el 22 y 28 de agosto de 2005. <https://cdaweb.sci.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/eval3.cgi>.

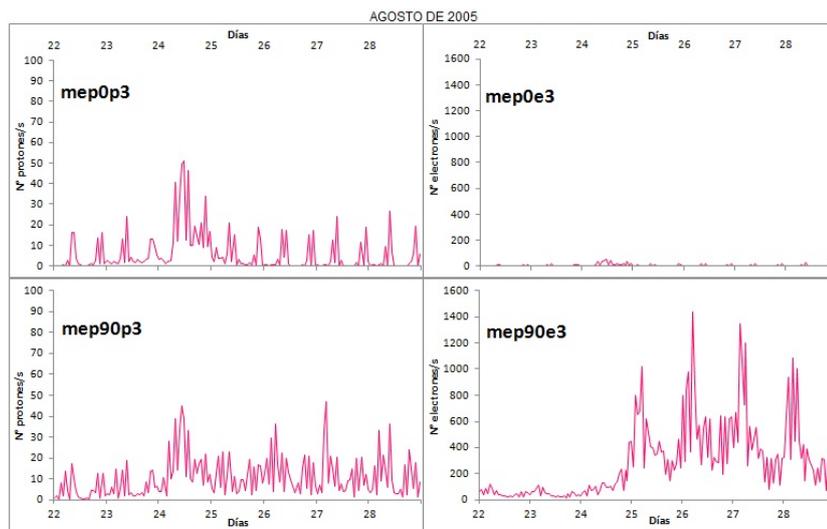


Figura 6.42: Valores horarios medidos por NOAA/POES MEPED para el periodo 22 al 28 de agosto de 2005. A la derecha: flujo de protones con energías entre 240 y 800 keV; a la izquierda: flujo de electrones con energías entre 300 y 2500 keV.

24 de agosto, la gráfica muestra un aumento significativo, de 50 protones/(cm²-s-ster) en los datos de POES, coincidiendo con el desarrollo de la tormenta geomagnética.

Efectos en la atmosfera media causados por el ingreso de partículas energéticas

7.1. Introducción

La radiación corpuscular del Sol o viento solar afectan nuestro planeta. En este trabajo se estudian los efectos de las partículas solares de alta energía en el clima espacial. Por ello consideramos las tormentas geomagnéticas que, como se dijo en el Cap. 1, se tratan de intervalos de tiempo en el cual se intensifica el anillo de corriente. En el Cap. 2 se desarrolló la química relacionada al balance de ozono en la estratosfera superior y la mesosfera con el objeto de analizar los efectos químicos en la atmosfera media durante ocho períodos de ocurrencia de Tormentas Geomagnéticas (TGs) intensas que tuvieron lugar en el ciclo solar 23 detalladas en el Cap. 6. En el Cap. 3 se analizaron los procesos dinámicos que desempeñan un papel importante en la distribución de cada constituyente químico. Las fuentes de partículas energéticas de origen solar que precipitan en la atmosfera y el mecanismo de acoplamiento con la atmósfera neutra, se analizan en el Cap. 4. En el Cap. 5 se vio en detalle como es el ingreso de las mismas en la zona de la AAS.

En este capítulo se analizan los posibles efectos del ingreso de partículas energéticas solares en períodos de tormenta geomagnética sobre la atmosfera. En la Tabla 7.1 se muestran estos períodos extendidos.

El reconocimiento de efectos en la atmosfera media se realiza mediante:

- (1) el estudio del comportamiento del contenido total de ozono (CTO) en estaciones de la red TOMSEPOVP_V8 (Total Ozone mapping spectrometer/Earth Probe Ground Station Overpass Data V008) localizadas en latitudes mayores a los 50° del hemisferio Sur (Sección 7.2); y
- (2) el estudio del comportamiento del CTO y de los perfiles de O_3 y NO_x en estaciones ubicadas en la zona de la Anomalía del Atlántico Sur (AAS) mediante el uso de datos obtenidos de tres fuentes: UARS-HALOE, TOMS y SBUV (Apéndice A)(Sección 7.3).

7.1.1. El contenido total de ozono y su medición

El contenido total de ozono (CTO) u ozono total es la densidad numérica de ozono integrada verticalmente y se ha medido diariamente, en forma sistémica desde la década de 1970 y en numerosos lugares. Por lo tanto, el comportamiento espacial y temporal de este gas en la atmósfera está muy bien documentado. Se define igual a la cantidad de moléculas de ozono contenidas en una columna vertical de 1 cm^2 de base a temperatura y presión estándar (TPE)¹ y se expresa en unidades Dobson, DU (Dobson Units).

En los años 1920, Gordon Miller Bourne Dobson (1889–1975), investigador de la Universidad de Oxford, realizó las primeras mediciones del ozono y construyó el primer instrumento (ahora llamado espectrofotómetro de ozono de Dobson) para medir el ozono total de la Tierra. Una unidad Dobson ($1 \text{ DU} = 2,69 \cdot 10^{16} \text{ cm}^{-2}$), es la abundancia de ozono contenida en una columna a presión y temperatura estándar. Esto vendría de que el $\text{CTO} = \int n \, dh$, donde n es la densidad de ozono (número de moléculas de ozono por unidad de volumen) expresada en cm^{-3} y dh está en cm. Alternativamente, corresponde a una capa de ozono de $10 \text{ }\mu\text{m}$ de espesor, si el ozono se mantiene a TPE.

La mayoría de las moléculas de ozono en una columna vertical se encuentran en alturas que oscilan entre 10 y 35 km. Las mediciones de la abundancia total de ozono se pueden realizar desde el suelo utilizando técnicas de absorción ultravioleta o desde el espacio.

Actualmente las mediciones de concentración de O_3 en la atmósfera se realizan con globos sonda, con cohetes o satélites provistos de espectrómetros (también llamados espectroscopios o espectrógrafos). Los satélites permiten realizar mayor cantidad de mediciones a nivel suelo por equipos especializados que analizan la radiación, como el espectrómetro de mapeo de ozono total (TOMS) a bordo de Ninbus-7, el experimento de gas y aerosol estratosférico (SAGE) (serie de instrumentos satelitales de teledetección utilizados para estudiar la composición química de la atmósfera terrestre) a bordo del satélite ERBE, el experimento de Ocultación de Halógenos (HALOE) a bordo del Satélite UARS que monitoreaba las distribuciones verticales del ozono y el espectrómetro ultravioleta Solar Backscatter (SBUV) en los satélites meteorológicos NOAA que realiza mediciones globales de ozono estratosférico total.

7.2. Efectos sobre el CTO en el hemisferio sur

La posible existencia de efectos de la precipitación de partículas energéticas, PPE, en la atmosfera media, se realiza haciendo uso de datos recopilados por el Espectrómetro

¹ TPE: Temperatura de 273,15 K (0 °C) y presión de $1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}$.

de Mapeo del Ozono Total (TOMS, Total Ozone Mapping Spectrometer) (Apéndice A).

Se observa y analiza el comportamiento del promedio diario del CTO antes, durante y posteriormente al desarrollo de los períodos de tormenta geomagnética estudiados en el Capítulo 6, en los intervalos de tiempo indicados en Tabla 7.1.

Tabla 7.1: Períodos extendidos de Tormentas Geomagnéticas (TGs) analizados para este capítulo con su respectiva numeración para una mejor identificación donde están incluidos los períodos indicados en Tabla 6.1. También se indica fecha y hora en TU de máximo desarrollo y el valor mínimo de Dst en nT y cinco días geomagnéticamente tranquilos de cada TG.

TGs	Periodo extendido	Fecha-Hora(TU) máx. crec.	Dst _{min} (nT)	Días Q (día/mes)
1	29/06- 29/07/2000	16/07/2000 - 01-02	-301	30/06, 02-06-07-24/07
2	16/03 -15/04/2001	31/03/2001 - 09	-387	16-17-25-26/03, 03/04
3	22/10 -21/11/2001	06/11/2001 - 07	-292	24-26-27/10, 03-14/11
4	15/10 -19/11/2003	30/10/2003 - 23	-383	23/10, 03-05-07-08/11
5	05/11 - 05/12/2003	20/11/2003 - 21-22	-422	05-07-08-26/11, 04/12
6	24/10-23/11/2004	08/11/2004 - 07	-374	26-28/10, 06-15-18/11
7	30/04-30/05/2005	15/05/2005 - 09	-247	05-24-25-26-27/05
8	09/08-08/09/2005	24/08/2005 - 12	-184	11-12-20-28-30/08

El promedio diario del CTO, en unidades Dobson (DU), son los compilados por las estaciones de la red TOMSEPOVP_V8 del Centro de Servicios Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GESDISC) ubicadas en latitudes media-altas del hemisferio sur obtenidas de Internet con el buscador Mirador Data Access Made Simple, Goddard Space Flight Center, <http://mirador.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/mirador/collectionlist.pl?keyword=TOMSEPOVP>, (07/06/2013) para las estaciones listadas en la Tabla 7.2. Se seleccionaron aquellas que contengan igual o más del 80 % de los datos.

A partir del Cap. 2 es conocido que el aumento de la ionización de la atmosfera debido a la precipitación de partículas energéticas, PPE, conduce a la producción e incremento de óxidos de nitrógeno ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) en la estratosfera, tanto por ionización mediante electrones secundarios como por disociación de las moléculas de nitrógeno (N_2) y de oxígeno (O_2), y al aumento de hidrógeno impar ($\text{HO}_x = \text{H} + \text{OH} + \text{HO}_2$), teniendo ambas familias químicas un rol importante en el balance del ozono en la atmosfera media.

Durante el día el oxígeno atómico se produce principalmente por fotólisis (o fotodisociación) del oxígeno molecular (O_2) para $\lambda < 240$ nm, a medida que el oxígeno molecular (O_2) fotoliza, se produce durante la noche el máximo primario de ozono a los

Tabla 7.2: Estaciones de la red TOMSEPOVP_V8 ubicadas en latitudes medias-altas del Hemisferio Sur.

Lat. Sur	Nº Est.	Estaciones	Coordenadas Geográficas		
			Lat	Lon	Alt
50°-55°	677	Lago Rodc, Argentina	-50,53	-72,72	522
	703	Punta Arenas, Chile	-53,03	-70,85	3
	211	King Edward Point (UK)	-54,52	-36,50	2
	29	Macquarie Is. (Australia)	-54,83	158,95	6
	339	Ushuaia, Argentina	-54,90	-68,30	7
55°-60°	No se consignan estaciones				
60°-65°	351	King George Is., Ant. (Uruguay)	-62,18	-58,90	10
	233	Mariambio, Ant. (Argentina)	-64,23	-56,72	196
	698	Palmer Station, Ant. (USA)	-64,77	-64,07	422
65°-70°	17	Faraday Station, Argentine	-65,25	-64,27	10
	28	Dumont d'Úrville, Ant. (France)	-66,07	140,02	40
	88	Mirny, Ant. (Russia)	-66,55	93,00	30
	709	Rothera, Ant. (UK)	-67,57	-68,13	0
	693	Molodeznaya, Ant. (Russia)	-67,70	45,90	508
	454	San Martin, Ant. (Argentina)	-68,13	-67,11	30
	637	Davis, Ant. (Australia)	-68,60	78,00	14
	101	Syowa, Ant. (Japan)	-69,00	39,58	21
	751	Zhongshan, Ant. (PRC)	-69,37	76,37	622
70°-75°	323	Neumayer, Ant. (Germany)	-70,65	-8,25	40
	280	Novolazarevskaya, Ant. (Russia)	-70,77	11,84	110
	733	Terra Nova Bay (Italy)	-74,44	164,05	71
	641	Dome C (Russia)	-74,80	123,5	2614
75°-80°	57	Halley Bay, Ant. (UK)	-75,52	-26,67	37
	324	Scott Base, Ant.	-77,80	165,6	22
	314	Belgrano, Ant. (Italy)	-77,87	-34,67	255
	281	Vostok, Ant.	-78,50	106,90	2962

30 km de altura (estratosfera) y un máximo secundario de ozono cerca de los 90 km de altura (termosfera) en rangos de longitud de onda ultravioleta determinadas.

El oxígeno atómico también se produce por fotólisis o fotodisociación del ozono (O_3), si $\lambda \geq 320$ nm se produce oxígeno en el estado fundamental, $O(^3P)$ y si $\lambda < 320$ nm produce oxígeno en su primer estado excitado, $O(^1D)$. Según (Andrews, 2010), la fotólisis del ozono es por fotones con $\lambda < 1180$ nm.

Los átomos de oxígeno producto de estas reacciones pueden recombinarse en procesos de tres cuerpos que conduce a la formación y destrucción de ozono y oxígeno molecular creando un balance entre ellos (Andrews, 2010). El tercer cuerpo o moléculas (M) con el cual mayormente reacciona son nitrógeno molecular N_2 y oxígeno molecular

O₂. En alturas elevadas hay una acumulación y un tiempo de vida más largo para el O₃, por lo cual sería un buen parámetro de estudio para los efectos de la PPE en ese nivel de estratificación.

Durante la noche no hay producción de átomos de oxígeno (O), y el oxígeno atómico existente es convertido a O₃, lo que resulta en mayor acumulación del O₃ durante la noche en la mesosfera y la baja termosfera (destrucción de ozono lenta).

Para organizar el estudio, se agruparon las distintas estaciones en las siguientes franjas latitudinales: (-50° a -55°), (-55° a -60°), (-60° a -65°), (-65° a -70°), (-70° a -75°), (-75° a -80°). Se hace notar que no se encontraron estaciones que pertenezcan a esta red en la franja latitudinal (-55° a -60°), Tabla 7.3 y Tabla 7.4.

Tabla 7.3: Coordenadas geográficas y geomagnéticas de las estaciones usadas en este trabajo y valores de la dispersión 2σ del CTOR para los períodos TG1, TG2, TG3 y TG4 en todas las estaciones.

Lat. Sur	N° Est.	Coordenadas Geográficas			Coord. Geomag.		2σ			
		Lat	Lon	Alt	2000		TG1	TG2	TG3	TG4
					Lat	Lon	jul/00	mar/01	nov/01	oct/03
50°-55°	677	-50,53	-72,72	522	39,89S	0,96W	0,15	0,17	0,09	0,15
	703	-53,03	-70,85	3	39,39S	0,60E	0,15	0,17	0,16	0,12
	211	-54,52	-36,50	2	45,43S	28,51E	0,17	0,14	0,37	0,20
	29	-54,83	158,95	6	60,33S	115,58W	0,20	0,16	0,11	0,18
	339	-54,90	-68,30	7	44,28S	2,64E	0,16	0,19	0,22	0,12
55°-60°	No se consignan estaciones									
60°-65°	351	-62,18	-58,90	10	51,76S	9,57E	Sin datos	0,17	0,51	0,25
	233	-64,23	-56,72	196	53,88S	10,96E		0,22	0,67	0,31
	698	-64,77	-64,07	422	54,23S	5,49E		0,18	0,60	0,32
65°-70°	17	-65,25	-64,27	10	54,71S	5,31E		0,19	0,63	0,32
	28	-66,07	140,02	40	73,93S	129,47W		0,23	0,12	0,28
	88	-66,55	93,00	30	76,22S	153,44E		0,16	0,43	0,39
	709	-67,57	-68,13	0	-56,99S	2,42E		0,19	0,66	0,35
	693	-67,70	45,90	508	70,21S	90,91E		0,16	0,14	0,45
	454	-68,13	-67,11	30	57,56S	3,11E		0,18	0,66	0,34
	637	-68,60	78,00	14	76,46S	127,45E		0,15	0,25	0,32
70°-75°	101	-69,00	39,58	21	70,20S	82,98E	0,15	0,14	0,48	
	751	-69,37	76,37	622	76,93S	123,74E	0,12	0,21	0,31	
	323	-70,65	-8,25	40	64,16S	43,10E	0,17	0,34	0,50	
	280	-70,77	11,84	110	67,06S	57,63E	0,14	0,21	0,55	
75°-80°	733	-74,44	164,05	71	77,05S	83,63W	0,21	0,32	0,26	
	641	-74,80	123,5	2614	84,15S	137,73W	0,25	0,31	0,28	
	57	-75,52	-26,67	37	66,84S	26,84E	0,16	0,35	0,40	
	324	-77,80	165,6	22	79,06S	70,31W	Sin datos	0,27	0,28	
	314	-77,87	-34,67	255	68,51S	20,28E		0,36	0,38	
281	-78,50	106,90	2962	88,84S	164,60E	0,32	0,30			

Tabla 7.4: Coordenadas geográficas y geomagnéticas de las estaciones usadas en este trabajo y valores de la dispersión 2σ del CTOR para los períodos TG5, TG6, TG7 y TG8 en todas las estaciones.

Lat. Sur	N° Est.	Coordenadas Geográficas			Coord. Geomag.		2σ			
		Lat	Lon	Alt	2005		TG5	TG6	TG7	TG8
					Lat	Lon	nov/03	nov/04	may/05	ago/05
50°-55°	677	-50,53	-72,72	522	40,09S	0,76W	0,26	0,19	0,19	0,25
	703	-53,03	-70,85	3	39,59S	0,80E	0,30	0,20	0,19	0,27
	211	-54,52	-36,50	2	45,63S	28,80E	0,18	0,19	0,18	0,26
	29	-54,83	158,95	6	60,20S	115,64W	0,21	0,10	0,26	0,17
	339	-54,90	-68,30	7	44,48S	2,84E	0,32	0,21	0,21	0,27
55°-60°	No se consignan estaciones									
60°-65°	351	-62,18	-58,90	10	51,97S	9,79E	0,23	0,24	0,18	0,26
	233	-64,23	-56,72	196	54,09S	11,18E	0,28	0,28		0,35
	698	-64,77	-64,07	422	54,44S	5,69E	0,23	0,28		0,35
65°-70°	17	-65,25	-64,27	10	54,92S	5,51E	0,24	0,26	Sin datos	0,31
	28	-66,07	140,02	40	73,77S	129,69W	0,22	0,35		0,42
	88	-66,55	93,00	30	76,06S	154,20E	0,30	0,42		0,33
	709	-67,57	-68,13	0	-57,20S	2,60E	0,31	0,37		0,40
	693	-67,70	45,90	508	70,24S	91,71E	0,48	0,34		0,20
	454	-68,13	-67,11	30	57,77S	3,30E	0,30	0,38		0,39
	637	-68,60	78,00	14	76,37S	128,45E	0,34	0,41		0,23
	101	-69,00	39,58	21	70,27S	83,76E	0,54	0,30		0,24
	751	-69,37	76,37	622	76,85S	124,80E	0,40	0,42		0,20
70°-75°	323	-70,65	-8,25	40	64,34S	43,56E	0,29	0,29	Sin datos	0,23
	280	-70,77	11,84	110	67,21S	58,22E	0,38	0,24		0,21
	733	-74,44	164,05	71	77,03S	84,30W	0,22	0,48		
	641	-74,80	123,5	2614	83,97S	138,51W	0,23	0,58		
75°-80°	57	-75,52	-26,67	37	67,04S	27,21E	0,31	0,38	Sin datos	
	324	-77,80	165,6	22	79,09S	71,15W	0,25	0,53		
	314	-77,87	-34,67	255	68,71S	20,59E	0,27	0,43		
	281	-78,50	106,90	2962	88,65S	168,87E	0,29	0,58		

Contenido total de ozono relativo, CTOR

En el análisis de los efectos de la inyección de partículas en la atmosfera media se utilizó como índice la desviación relativa del CTO diario respecto de su comportamiento en días geomagnéticamente tranquilos, el cual se llamó Contenido Total de Ozono Relativo, CTOR, determinado según la ecuación 7.1: $CTOQ$, es el promedio del CTO en los cinco días geomagnéticamente más tranquilos del mes de desarrollo de cada tormenta geomagnética TG (ver Tabla 7.1), y de los que se posee datos. La letra Q hace referencia al vocablo inglés “quiet” equivalente a “tranquilo”.

$$\text{CTOR} = \frac{\text{CTO} - \text{CTOQ}}{\text{CTOQ}} \quad (7.1)$$

Los días tranquilos se identificaron a partir de los datos provistos por el Geomagnetic Data Service, World Data Center for Geomagnetism, Kyoto en The international 5 and 10 quietest and 5 most disturbed days (desde 1932 a la fecha), <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/qddays/>, 06/07/2013.

En la Tabla 7.5 se muestra el promedio del CTO en los cinco días geomagnéticamente más tranquilos del mes de desarrollo en cada estación para los períodos de tormenta correspondientes.

Los datos tienen nivel de procesamiento desde el nivel 0 hasta el nivel 4. Los productos de nivel 0 son datos en bruto con la resolución completa del instrumento. En niveles superiores, los datos son “mejorados” (parámetros con formatos, en muchos casos diferentes).

Con el fin de testear si las variaciones observadas son estadísticamente significativas se realizó el cálculo de la desviación estándar (σ , sigma) de los diferentes conjuntos de datos siguiendo el criterio de Laštovička and Križan (2005). En esta tesis se considera que las variaciones observadas son estadísticamente significativas a 2σ . En las Tablas 7.3 y 7.4 se listan las distintas tormentas geomagnéticas estudiadas, sus coordenadas geográficas y geomagnéticas para los años 2000 y 2005 respectivamente, junto con los valores de 2σ calculados para las diferentes estaciones. Se discrimina el estudio de los períodos de tormenta según la estación del año en la que se desarrolla. Durante el invierno del hemisferio sur se encuentran los períodos de tormenta TG1 y TG8; los períodos de tormenta TG2 y TG7 corresponden al otoño hemisferio sur, y las perturbaciones del anillo de corriente TG3, TG4, TG5 y TG6 suceden durante la primavera del hemisferio austral. El día de inicio de los eventos de partícula (EP) para las TG con evento protónico asociado y de la EMC para TG5 se indican con una flecha azul y el día con el mínimo valor de Dst o máximo crecimiento de las TGs se indican con una flecha verde en las gráficas de la variación temporal del CTOR (en porcentaje). Las condiciones de luz se determinaron mediante la conversión de TU a TL del tiempo de inicio de los eventos de partícula y de las EMCs en cada TG, para todas las estaciones. Los resultados de dichas conversiones se encuentran en el Apéndice D, Fig. D.1.

Según la teoría se espera que el CTOR se reduzca durante el día con radiación de poca temperatura, ya sea invierno, altas latitudes o durante el amanecer o atardecer. Por el contrario, con radiación de temperatura elevada aumentaría el CTOR durante el verano, en latitudes bajas o durante los mediodías. Por las noches y durante la noche polar se espera una reducción en el CTOR. Una variación diferente durante un período

Tabla 7.5: Promedio del CTO en los cinco días geomagnéticamente más tranquilos del mes de desarrollo de cada TG para cada estación en los períodos de tormenta correspondientes.

Estaciones	CTOQ Promedio							
	Invierno		Otoño		Primavera			
	TG1	TG8	TG2	TG7	TG3	TG4	TG5	TG6
Latitud sur (50°–55°)								
Lago Rodc	285,04	316,62	262,30	276,78	345,76	369,36	341,54	337,30
Punta Arenas	281,92	313,36	269,32	264,54	337,72	377,32	342,16	346,84
King Edward Point	309,04	300,62	289,10	266,68	270,42	341,14	322,50	342,12
Macquarie	290,02	338,62	276,98	333,38	373,58	377,50	348,96	352,72
Ushuaia	296,82	296,72	275,54	261,98	316,72	370,98	336,50	337,52
Latitud sur (60°–65°)								
King George		300,62	274,22	266,68	259,62	332,20	310,34	334,24
Mariambio		198,42	259,88		223,30	308,54	288,62	316,88
Palmer		193,88	271,06		229,58	314,24	311,20	335,08
Latitud sur (65°–70°)								
Faraday		193,46	266,58		212,52	308,22	308,24	322,94
Dumont d'Úrville		258,02	269,30		376,44	344,18	328,14	323,82
Mirny		252,72	268,04		199,72	248,18	288,42	278,98
Rothera		185,88	262,00		201,60	301,90	294,52	310,94
Molodeznaya		229,12	310,58		160,52	207,68	242,74	246,02
San Martin		190,9	264,22		192,46	307,26	299,40	306,58
Davis		234,46	299,30		177,96	222,50	269,24	288,40
Syowa		228,02	297,62		158,58	190,38	229,20	231,06
Zhongshan		227,24	292,62		169,90	208,08	254,68	275,02
Latitud sur (70°–75°)								
Neumayer		197,56	279,26		167,52	235,62	242,98	238,10
Novolazarevskaya		233,72	281,68		158,84	190,20	221,26	211,68
Terra Nova Bay			275,26		310,06	326,68	311,62	271,22
Dome C			242,66		223,10	273,78	277,66	260,54
Latitud sur (75°–80°)								
Halley Bay			256,96		156,58	234,30	250,94	237,70
Scott_Base					235,23	316,44	311,54	264,56
Belgrano					150,98	233,82	258,18	222,82
Vostok					171,10	228,66	248,84	225,50

de tormenta geomagnética indicaría un efecto del ingreso de partículas a la atmosfera.

Tormentas geomagnéticas del invierno del hemisferio sur

En condiciones de invierno para el hemisferio sur (TG1 y TG8) no es posible realizar un análisis detallado de algún efecto del ingreso de partículas a la atmosfera media, puesto que TG1 cuenta con datos sólo de la franja latitudinal -50° a -55°. En esta franja latitudinal tienen condiciones similares en ambos períodos de tormenta la estación King Edward (luz tenue) y la estación Macquarie (sin iluminación). Durante

la TG1, King Edward es la estación con mayor iluminación mientras que durante la TG8 todas las estaciones se encuentran iluminadas, salvo la estación Macquarie Is. que se encuentra al amanecer, tanto King Edward como Macquarie podrían considerarse que tienen condiciones de iluminación semejantes en ambos periodos invernales. En las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste (Lago Rodc, Punta Arenas y Ushuaia) se observa que el CTO disminuye significativamente durante el período TG1 el día posterior al evento de partícula siendo más significativa la reducción en la estación Ushuaia. Es notable que estas tres estaciones, Lago Rodc, Punta Arenas y Ushuaia se encuentren en longitudes magnéticas cercanas a 0° (Fig. 7.1)

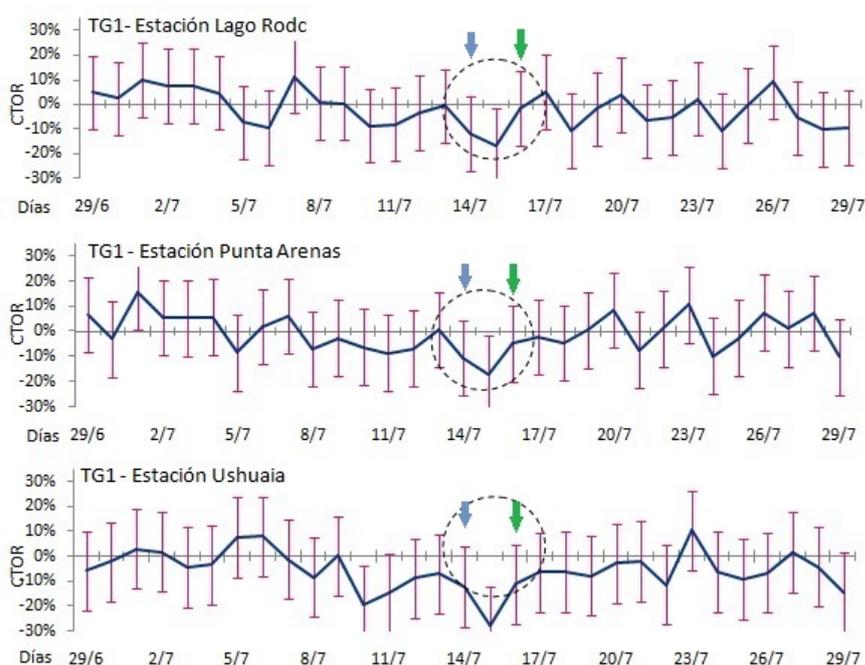


Figura 7.1: CTO en las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste (Lago Rodc, Punta Arenas y Ushuaia). El CTO disminuye significativamente el día 15/7/2000 en condiciones de luz.

En condiciones de luz, durante el período TG8, las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste no presentan cambios importantes en el CTO. En Macquarie (cercana a los 160° de longitud este) se observa un incremento en el CTO aproximadamente 12 días después del evento de partícula durante ambos periodos (Fig.7.2) y en la estación King Edward se observa una reducción significativa en el amanecer (durante TG1) y ningún efecto durante el atardecer (durante TG8)(Fig.7.3).

En las tres estaciones ubicadas en latitudes sur entre 60° y 65° , iluminadas, y en las dos estaciones ubicadas en latitudes sur entre 70° y 75° , sin iluminación durante el período TG8, no se observan cambios significativos en el CTO. En la franja latitudinal sur 65° - 70° se encuentran tres estaciones iluminadas (Faraday, Rothera y San Martin),



Figura 7.2: CTOR en la estación Macquarie para los períodos TG1 y TG8.

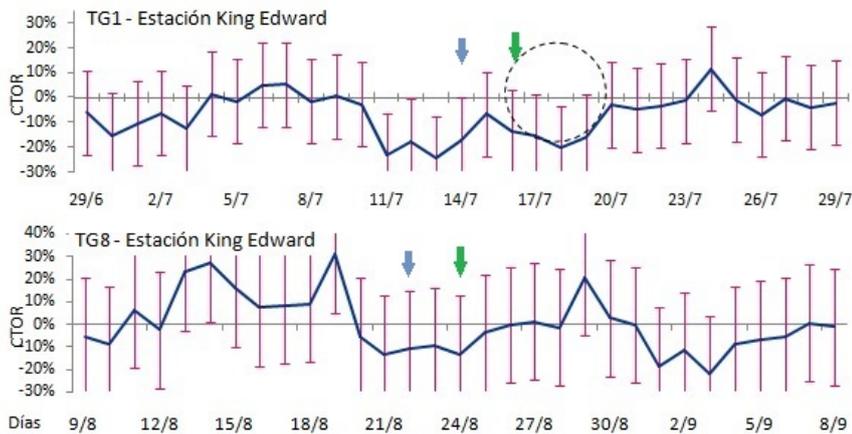


Figura 7.3: CTOR en la estación King Edward para los períodos TG1 y TG8.

cinco estaciones sin iluminación (Mirny, Molodeznaya, Davis, Syowa y Zhongshan) y la estación Dumont d'Úrville, en el amanecer. En las tres estaciones iluminadas no se observan cambios significativos en el CTOR, en el resto de las estaciones las variaciones significativas se observan a los 4, 7 y 15 días posteriores al día que se registra el mínimo valor en el índice Dst (Fig. 7.4).

Tampoco se observan variaciones significativas del CTOR en las dos estaciones localizadas en la franja latitudinal sur de 70° - 75° .

En condiciones de luz se espera que el ozono incremente, lo cual no se observa en los casos analizados por cuanto podría ser esto un efecto del ingreso de partículas solares.

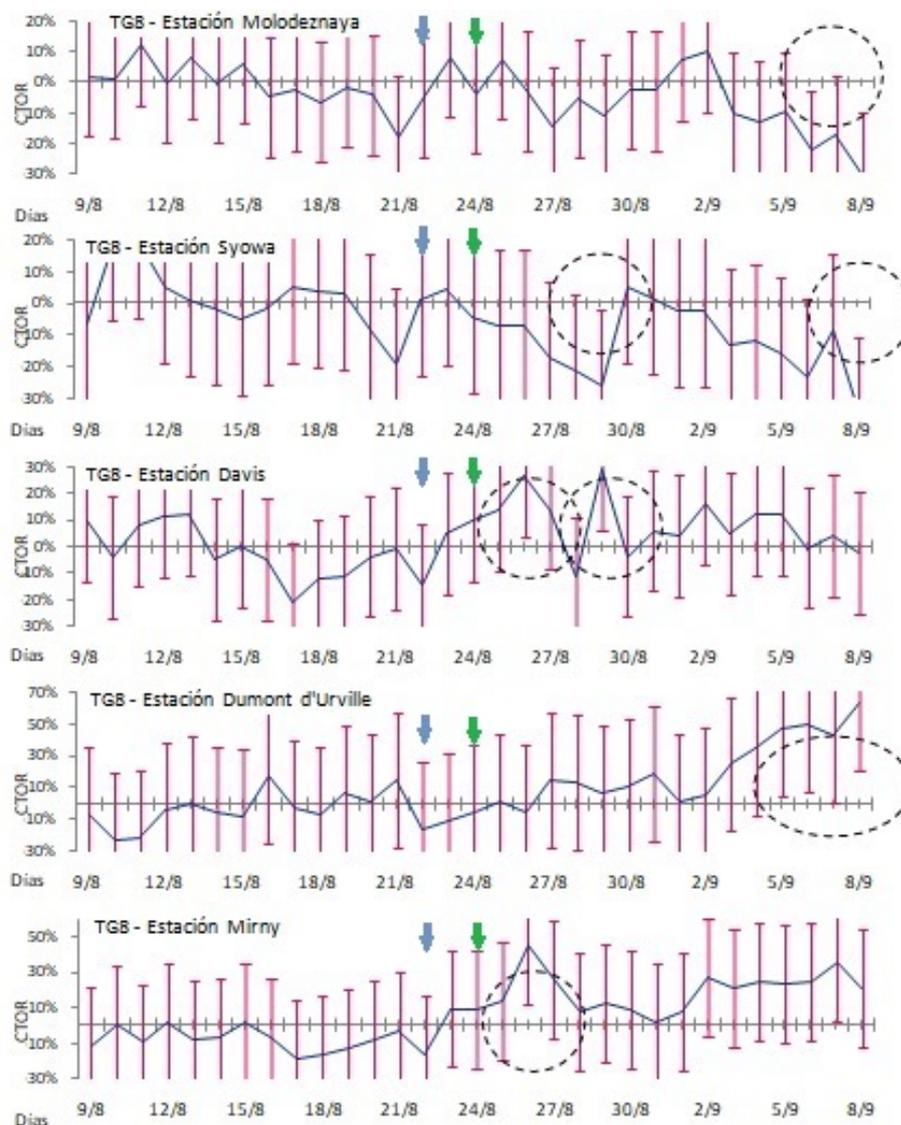


Figura 7.4: Cambios significativos en el CTO que se observan a los 4, 7 y 15 días sin un patrón durante TG8.

Tormentas geomagnéticas de otoño del hemisferio sur

En condiciones de otoño para el hemisferio sur (TG2 y TG7) tampoco es posible realizar un análisis detallado de algún efecto del ingreso de partículas a la atmosfera media, puesto que el período TG7 sólo cuenta con datos de la franja latitudinal -50° a -55° y datos de una estación de la banda de latitudes sur 60° - 65° . En la primera de estas franjas latitudinales todas las estaciones están en condiciones de luminosidad diferentes en ambos períodos. Durante la TG2, cuatro estaciones se encuentran iluminadas, la excepción es Macquarie que se encuentra con luz en el período TG7 y viceversa durante la TG7. En las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste (Lago Rodc, Punta

Arenas y Ushuaia) no se observan cambios importantes en el CTOR en condiciones de luz siguiendo el comportamiento observado en las tormentas que ocurrieron en invierno, pero en Macquarie (cercana a los 160° de longitud este) se reduce significativamente a los 5 días de sucedido el evento de partícula en estas condiciones (Fig. 7.5).

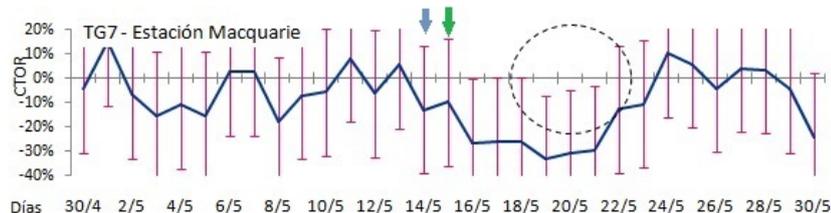


Figura 7.5: En Macquarie el CTOR se reduce significativamente a los 5 días de sucedido el evento de partícula en condiciones de luz durante TG7.

En esta misma banda latitudinal en condiciones de no luminosidad, contrariamente a lo sucedido en el invierno, se observan cambios significativos en el CTOR a los 4, 7 y 14 días para ambos períodos lo que hace suponer que estas variaciones en el CTOR no dependen de la luminosidad, sino que responderían a un forzado magnético oscilatorio como el movimiento entre los puntos espejo (Fig. 7.6).

De las tres estaciones que se encuentran en el anillo entre latitudes sur 60° a 65° sólo se registraron datos durante el período TG7 en la estación King George, localizada durante la noche; no se observaron cambios significativos luego del evento de partícula. Durante el período TG2, se cuenta con datos de las tres estaciones localizadas en esta franja latitudinal, todas ellas cercanas al mediodía, en las cuales se puede observar que el CTOR incrementa significativamente entre un 25 % y 30 %, lo que indicaría que la velocidad de producción del ozono aumentaría durante el medio día en este período de tormenta geomagnética (Fig. 7.7).

En la franja latitudinal -65° a -70° se encuentran tres estaciones (Faraday, Rothera y San Martín), también al mediodía, que confirman este comportamiento (Fig. 7.8).

El resto de las estaciones en esta banda, se encuentran al atardecer Molodeznaya y Syowa, y sin iluminación Dumont d'Úrville, Mirny, Davis y Zhongshan (durante la TG2), observándose en todas una variación significativa a los 11 días del mínimo valor del índice Dst (Fig. 7.9).

Continuando el estudio en esta franja latitudinal se observa que en la estación Mirny (93° de longitud) el CTOR aumenta también 30 %, el día de máxima perturbación en los anillos de corriente asociada a la TG2, y otro incremento de 20 %, 7 días posteriores, siendo una estación ubicada en el sector nocturno, esto daría la pauta que se trata de electrones que se desprenden del anillo de corriente (Fig. 7.10).

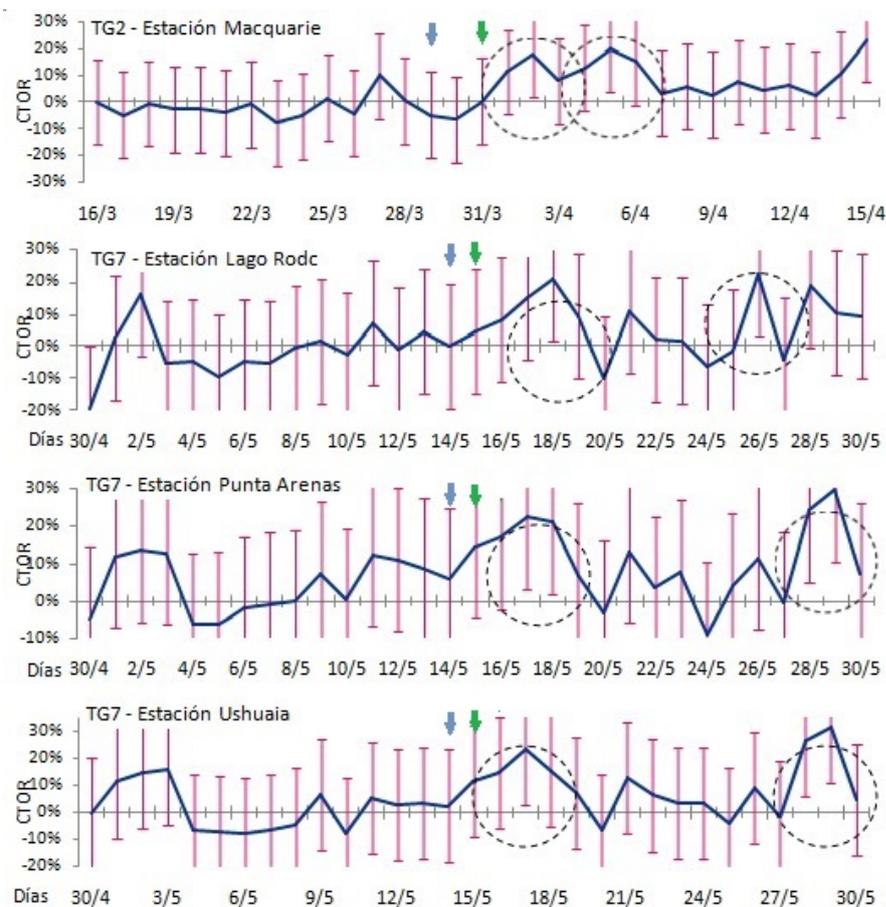


Figura 7.6: Cambios oscilantes significativos en el CTO después de eventos de partícula en otoño del HS. en condiciones de no luminosidad en la franja latitudinal -50° a -55°

Por último, en la franja latitudinal -70° a -75° durante el período de tormenta TG2 se observa un aumento significativo en el CTO el día de máximo crecimiento de la tormenta en la estación Neumayer (en el sector diurno) (Fig. 7.11) y luego se observan reducciones del CTO 10 días posteriores, tanto en esta estación como en Novolazarevskaya, también en el sector diurno (Fig. 7.12).

Asimismo, se observan incrementos significativos a los 10 días de producido el evento de partícula en la estación Terra Nova en el sector nocturno cercano al 20%. En este sector también, en la estación Dome C, se produce un aumento significativo cercano al 30% que se sostiene durante tres días consecutivos, entre el séptimo y noveno día después del evento de partícula (5, 6 y 7 de abril) lo cual indicaría un ingreso directo de partículas por la cola magnética (Fig. 7.13).

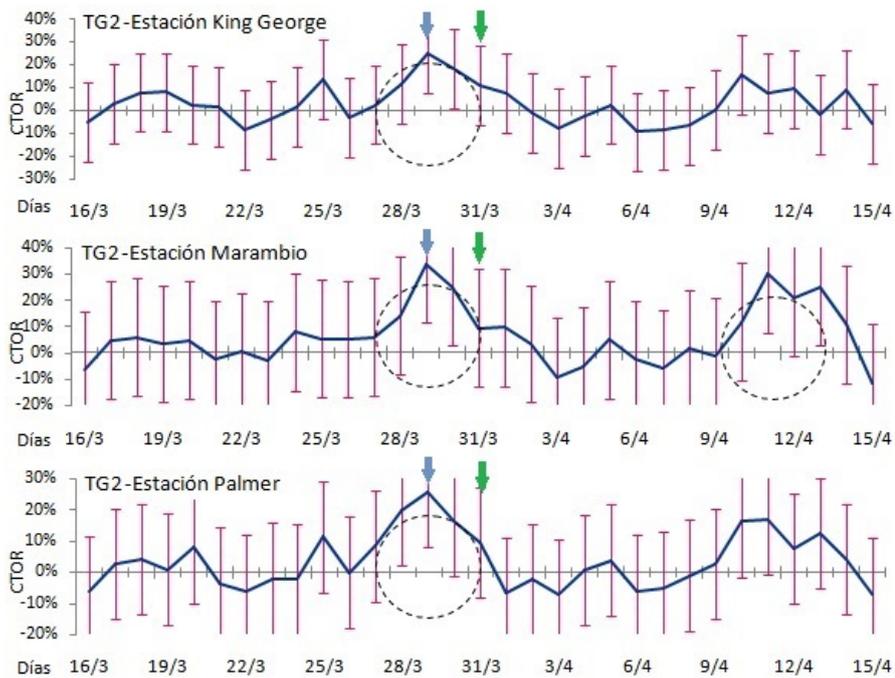


Figura 7.7: En estaciones cercanas al mediodía se puede observar que el CTOR incrementa significativamente entre un 25 % y 30 % durante el período TG2.

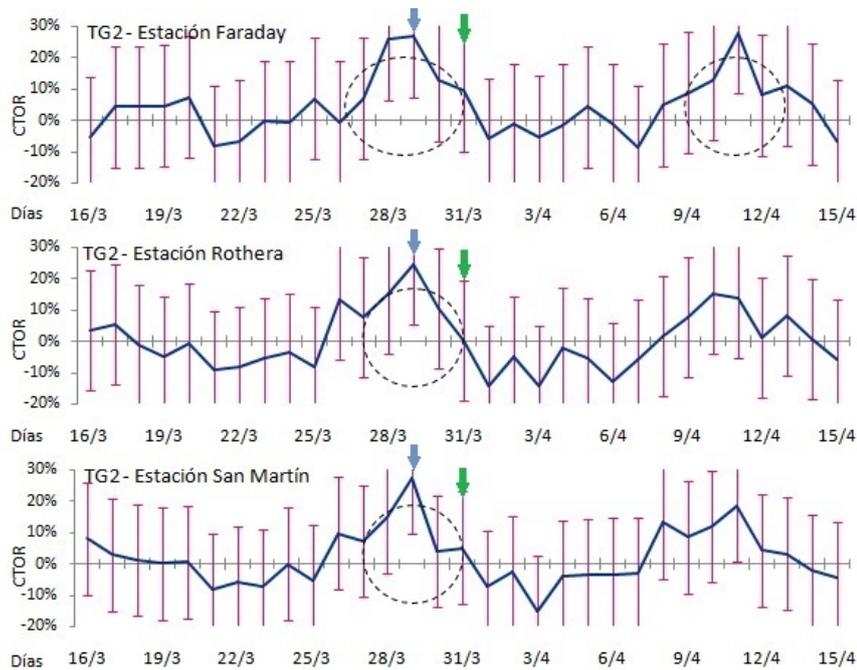


Figura 7.8: En estaciones cercanas al mediodía se puede observar que el CTOR incrementa significativamente entre un 25 % y 30 % durante el período TG2.

Tormentas magnéticas de primavera del hemisferio sur

Para analizar la influencia del ingreso de partículas solares en la primavera del hemisferio Sur se cuenta con tres períodos de tormenta geomagnética con eyección de

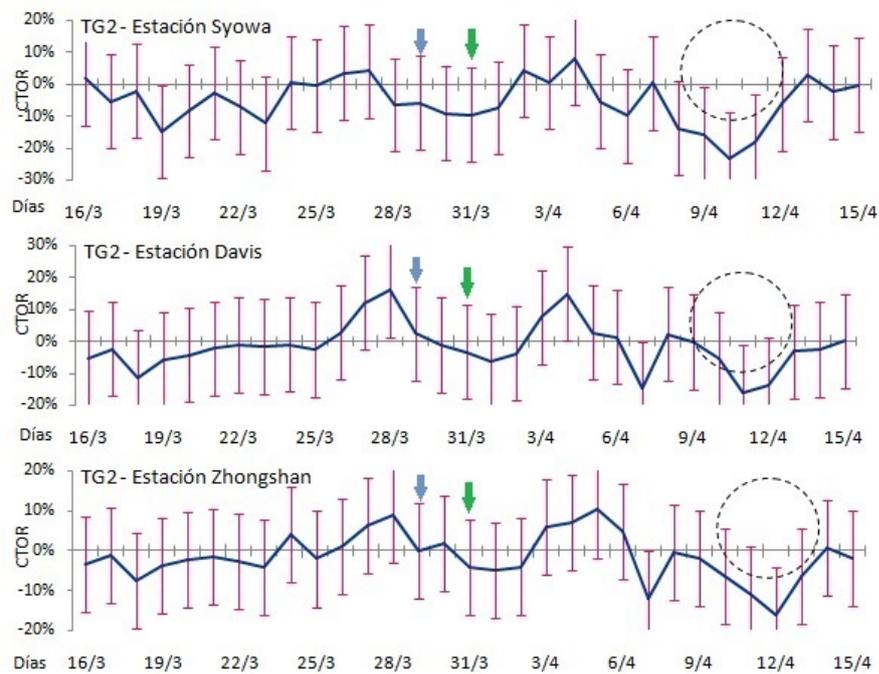


Figura 7.9: Estaciones en la franja latitudinal -65° a -70° donde se observa una variación significativa a los 11 días de ocurrido el evento de partícula asociado a la TG2.

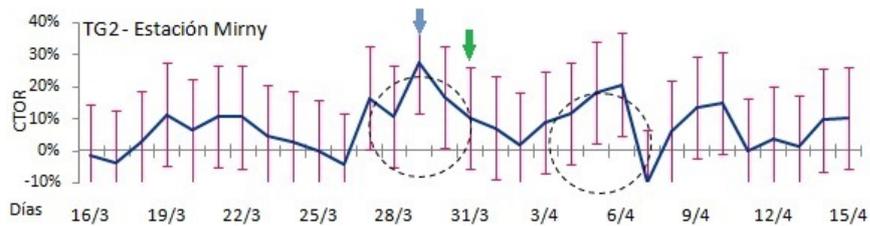


Figura 7.10: Aumentos significativos en la Estación Mirny a 93° de longitud en la franja latitudinal -65° a -70° , del 30% y 20% el mismo día y a los 7 días posteriores del día de máxima perturbación en los anillos de corriente asociada a TG2.

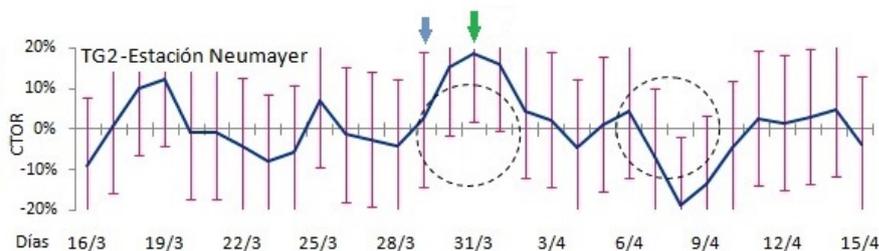


Figura 7.11: Aumentos significativos en la Estación Neumayer a -8° de longitud (en el sector diurno) en la franja latitudinal -70° a -75° el día de máximo crecimiento de la TG2 y 10 días posteriores a la misma.

masa coronal y evento protónico asociados: TG3, TG4 y TG6 y un período asociado a una eyección de masa coronal solamente: TG5.



Figura 7.12: Reducción significativa del CTOR en la Estación Novolazarevskaya a 12° de longitud (en el sector diurno) en la franja latitudinal -70° a -75° 10 días posteriores al día de máximo crecimiento de la TG2.



Figura 7.13: Aumentos significativos del CTOR en las Estaciones Terra Nova y Dome C asociados a TG2.

En el caso de los períodos de tormenta geomagnética asociados a evento protónico, las estaciones situadas en latitudes entre los 50° y 55° sur y cercanas a los 70° de longitud oeste (Lago Rodc, Punta Arenas y Ushuaia) y King Edward se encuentran en el sector diurno durante los períodos TG3 y TG6. Macquarie se encuentra en el amanecer durante el período TG6 y en el sector nocturno durante los períodos TG3 y TG4. En el período TG3, las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste, situadas al mediodía al momento de registrarse el evento de partícula, no presentan cambios significativos en el CTOR a diferencia de lo observado en el otoño; salvo en la estación Lago Rodc donde se observa una reducción. Esto indicaría que la velocidad de destrucción del ozono es superior a la velocidad de producción en la primavera del hemisferio sur. En el resto de las estaciones durante este período no se observan variaciones significativas en el CTOR (Fig. 7.14).

Tanto en el período TG4 como en el TG6, ya sea que estén o no iluminadas, las estaciones presentan variaciones significativas en los 7 y 15 días de producido el evento de partícula sin un patrón establecido. Se destaca que el período TG3 es de menor intensidad que los períodos TG4 y TG6 donde no se observan estas variaciones

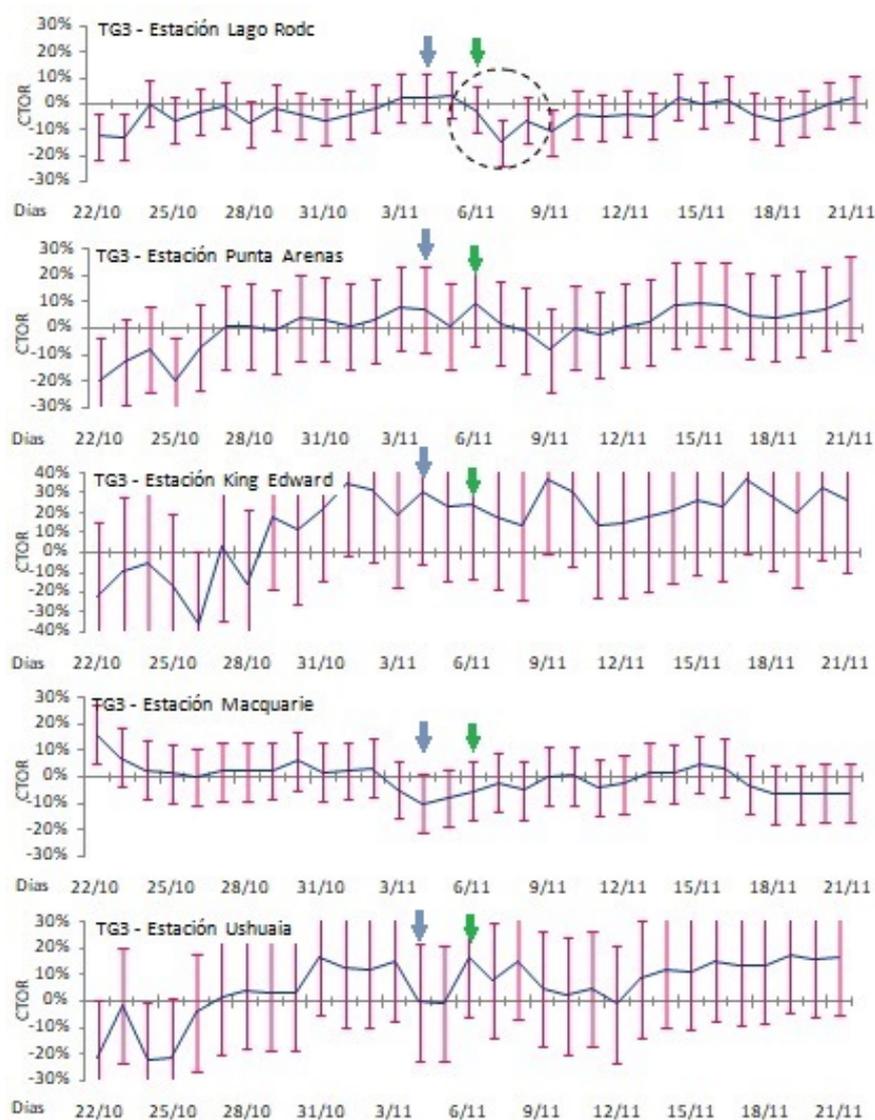


Figura 7.14: Estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste en latitudes entre los 50° y 55° sur, situadas al mediodía al momento de registrarse el mínimo valor del índice Dst durante el período TG3.

oscilantes con cambios significativos (Fig. 7.15).

En las estaciones en la franja latitudinal -60° a -65° , con iluminación durante TG3 y TG6, y en el amanecer en TG. Se observa durante TG3 un aumento significativo a los 15 días posteriores al evento de partícula siendo de mayor significancia en la estación Palmer, más próxima al mediodía y la significancia va disminuyendo a medida que las estaciones se alejan del sector con mayor iluminación: King George y Marambio respectivamente, lo que indicaría que, al igual que en otoño, la velocidad de producción del ozono aumentaría durante el mediodía en un período de tormenta geomagnética en latitudes entre los 60° a 65° de latitud sur (Fig. 7.16).

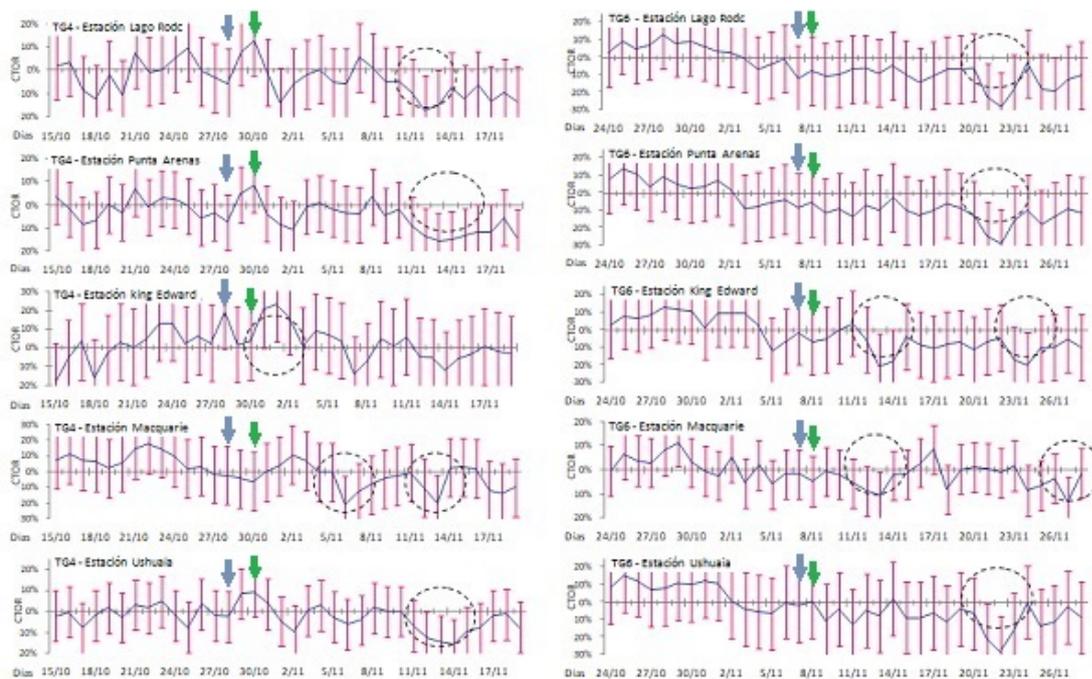


Figura 7.15: Variaciones significativas en los períodos TG4 y TG6 en los 7 y 15 días de producido el evento de partícula sin un patrón establecido.

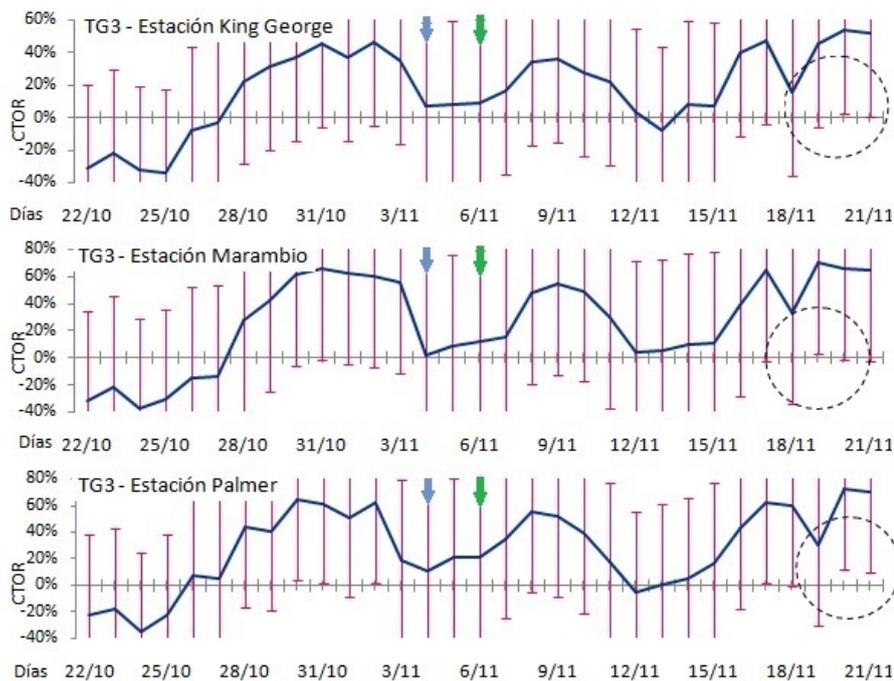


Figura 7.16: Aumento significativo del CTOB a los 15 días posteriores al evento de partícula en estaciones en la franja latitudinal -60° a -65° durante TG3.

Durante el período TG6 el CTOB se reduce significativamente en las tres estaciones de esta franja latitudinal el día de mayor perturbación en el anillo de corriente (Fig. 7.17); y en el período TG4 se observa un incremento en el CTOB apenas significativo

en la estación King George para este día (Fig. 7.18). En estas latitudes no se encuentran estaciones en el sector nocturno.

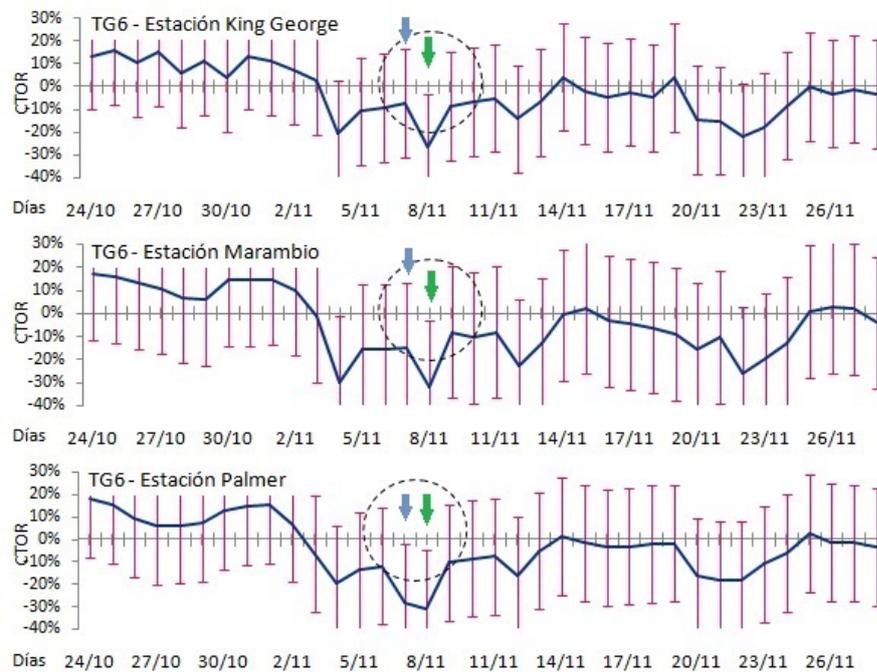


Figura 7.17: Reducción significativa del CTO en las estaciones de la franja latitudinal -60° a -65° el día de mayor perturbación en el anillo de corriente durante el período TG6.

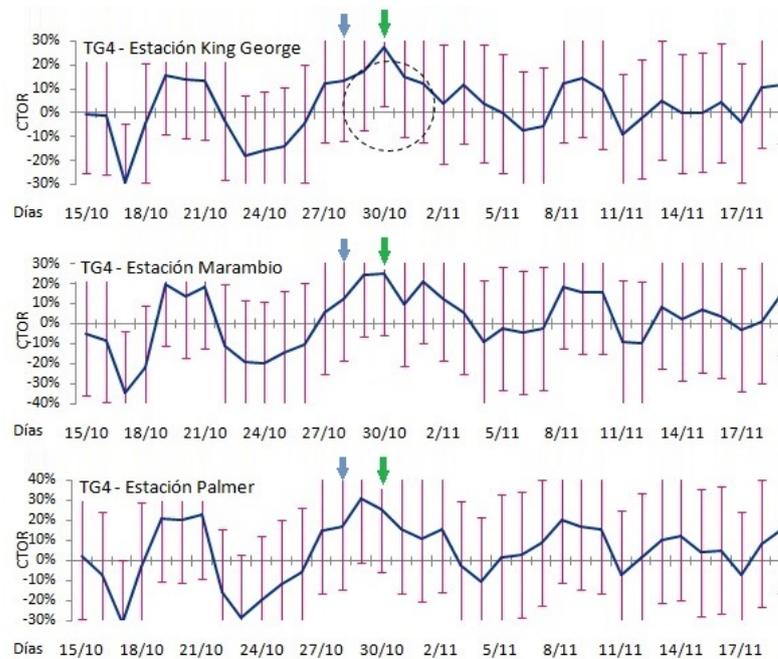


Figura 7.18: Incremento en el CTO apenas significativo en la estación King Edward el día de mayor perturbación en el anillo de corriente durante el período TG4.

En la banda latitudinal sur comprendida entre los 65° y 70° se observa que las estaciones mayoritariamente se encuentran en el sector contrario al Sol en TG3 y TG6. En longitudes entre los 40° y 50° se ubican Molodeznaya y Syowa, en longitudes entre los 75° y 85° están Davis y Zhongshan y en longitudes entre los 90° y 140° Dumont d'Úrville y Mirny, todas en el sector nocturno. En el sector diurno se encuentran las estaciones Faraday, Rothera y San Martín entre los -65 y -70° de longitud. Las variaciones del CTOR durante la TG6 no son significativas salvo en las estaciones Faraday y Rothera en el sector diurno, donde se observa una disminución cercana al 30 % en el CTOR el día de inicio del evento de partícula y del mínimo valor de Dst (Fig. 7.19). Durante la TG3 se observan en el sector diurno aumentos significativos del CTOR, 4, 13 y 17 días después del evento de partícula (Fig. 7.20).

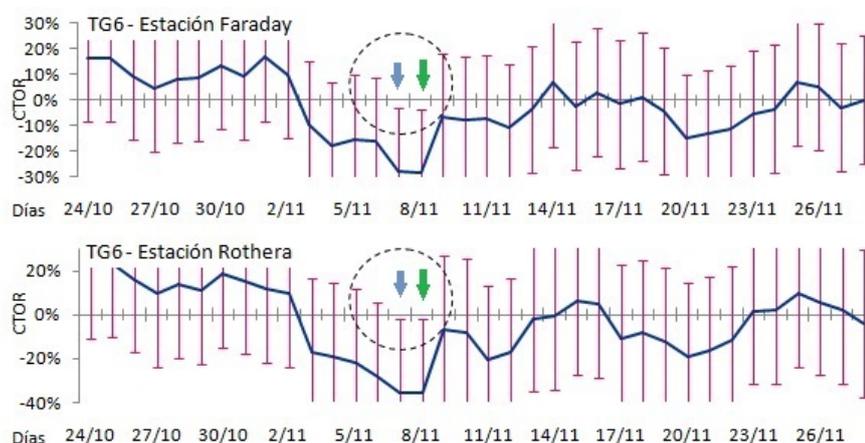


Figura 7.19: Disminución cercana al 30 % en el CTOR el día de inicio del evento de partícula y del mínimo valor de Dst en las estaciones Faraday y Rothera en el sector diurno durante la TG6.

Durante la TG4 todas las estaciones se encuentran iluminadas salvo la estación Dumont d'Úrville. Los aumentos cuasi periódicos se observan en las estaciones entre los 40° y 50° de longitud (Molodeznaya y Syowa) (Fig. 7.21).

La razón por la cual en algunos sectores disminuye o aumenta el CTOR podría deberse al tipo de energía que portan las partículas que ingresan desde el anillo de Van Allen en los sectores tanto diurno como nocturno, ya que, en las estaciones del sector nocturno también se observan estos aumentos con cuasi periodicidad durante el período TG3, no así durante el período TG6. Estas variaciones responderían a un forzado magnético oscilatorio como el movimiento entre los puntos espejo.

En las estaciones entre los 75° y 85° de longitud (Davis y Zhongshan) se observa un aumento significativo del CTOR 14 días siguientes del día de máximo crecimiento de la TG4 que se sostiene por 4 días (Fig. 7.22). La estación Dumont d'Úrville presenta

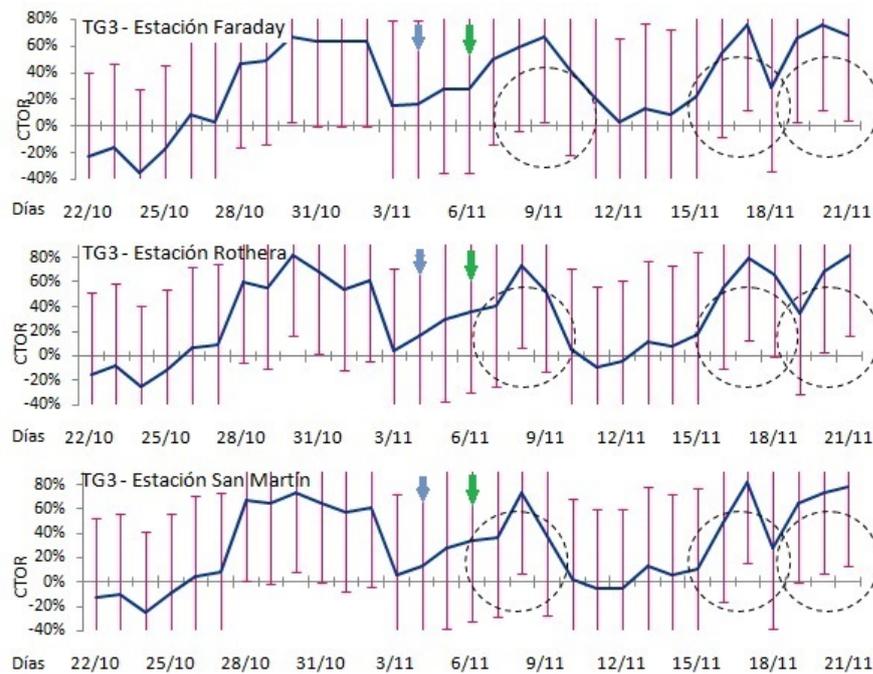


Figura 7.20: Aumentos significativos del CTOR, 4, 13 y 17 días después del evento de partícula en el sector diurno durante la TG3.

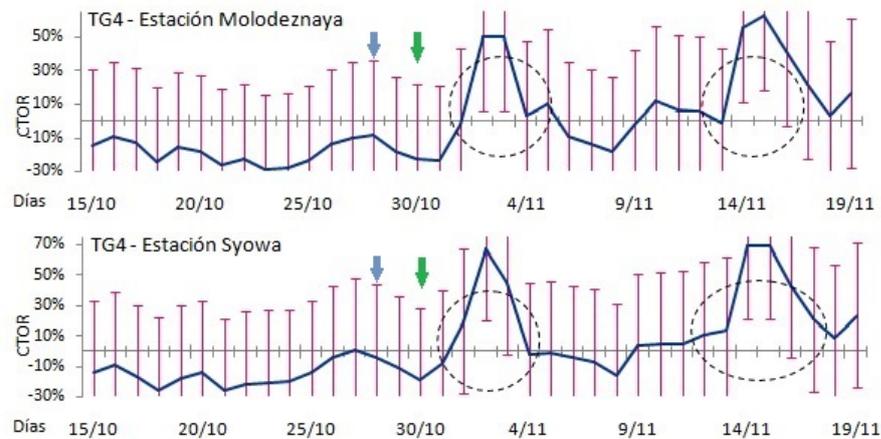


Figura 7.21: Aumentos cuasi periódicos del CTOR en las estaciones entre los 40° y 50° de longitud (Molodeznaya y Syowa) durante el período TG4.

durante la TG4 una disminución del CTOR, puntual, significativa, del 40 % que podría deberse a electrones aurorales que se precipitan a la atmosfera ó a una variación local del ozono (Fig. 7.23).

No se observan cambios relevantes en el resto de las estaciones en esta franja latitudinal.

En lo que respecta a la franja latitudinal entre los 70° y 75° sur, se dispone de cuatro estaciones para analizar el CTOR (Neumayer, Novolazarevskaya, Terra Nova y

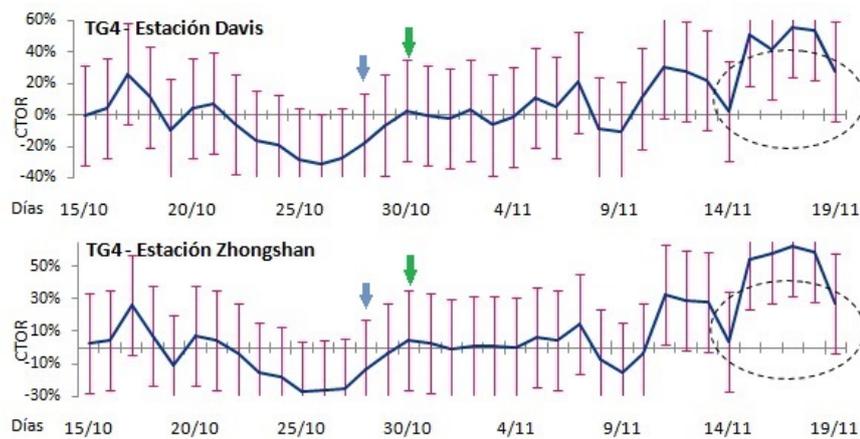


Figura 7.22: Aumento significativo del CTOR 14 días siguientes al día de máximo crecimiento de la TG4 que se sostiene por 4 días en las estaciones entre los 75° y 85° de longitud (Davis y Zhongshan).

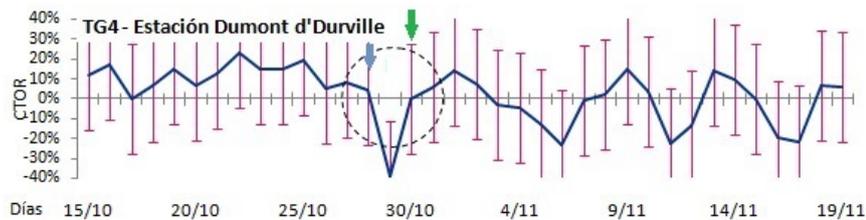


Figura 7.23: Disminución del CTOR, puntual, significativa, del 40% en la estación Dumont d'Urville durante la TG4 que podría deberse a electrones aurales que se precipitan a la atmosfera ó al componente observado

Dome C). Durante el período TG4, Neumayer y Novolazarevskaya se encuentran cerca del mediodía, a las 11:42 TL y 13:02 TL respectivamente. En ambas estaciones se observa un aumento en el CTOR el día de máxima intensificación del anillo de corriente. En Neumayer se presenta un aumento en el CTOR que podría considerarse significativo y en Novolazarevskaya un aumento en el CTOR claramente significativo 4 días después del evento de partícula. Podría existir en la estación Neumayer algún componente que “frena” la producción de ozono ó al componente observado.(Fig. 7.24).

Estas dos estaciones, durante el período TG3, se ubican por la tarde, aquí el CTOR presenta un incremento significativo a los 15 días de haberse iniciado el evento de partícula (Fig. 7.25).

Durante el período TG6 las mismas se encuentran al atardecer donde se observa un sostenido aumento del CTOR 13 días posteriores al evento en la estación Novolazarevskaya y serían partículas provenientes de la cola magnética (Fig. 7.26). Esta variación poco significativa coincide con el mínimo valor del índice Dst de la TG5.

La estación Dome C también se encuentra al atardecer durante el período TG4,

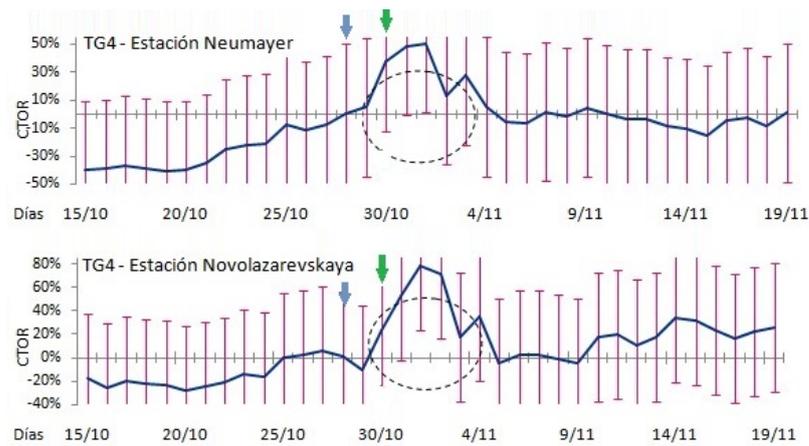


Figura 7.24: Aumento en el CTOR el día de máxima intensificación del anillo de corriente durante el período TG4 en Neumayer y Novolazarevskaya.

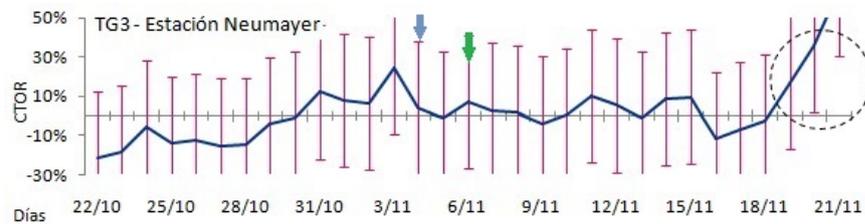


Figura 7.25: Aumento significativo del CTOR en las estaciones en Neumayer y Novolazarevskaya a los 15 días de haberse iniciado el evento de partícula asociados a la TG3.

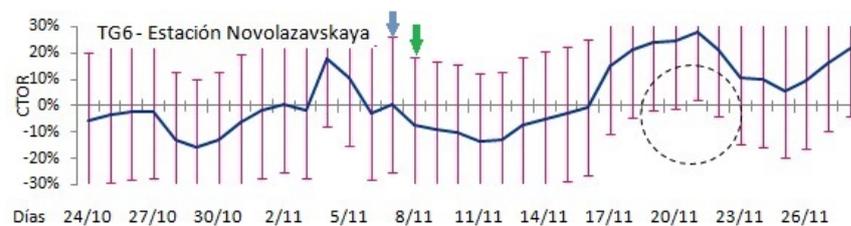


Figura 7.26: Sostenido aumento del CTOR 13 días posteriores al evento de partícula durante el período TG6 en la estación Novolazarevskaya situadas al atardecer.

pero el comportamiento del CTOR es diferente ya que se reduce 13 días posteriores al evento asociado y además se observa una reducción significativa el día en el que se registra el mínimo valor del índice Dst. Este comportamiento también lo presenta el CTOR en la estación Terra Nova situada en la noche durante este período. Estas dos estaciones se encuentran en el lado nocturno durante el período TG3, donde se observan reducciones significativas cuasi periódicas en el CTOR a los 5 y 12 días de producido el evento de partícula en Terra Nova (Fig. 7.27).

No se observan cambios significativos en las otras estaciones en esta franja latitudinal.

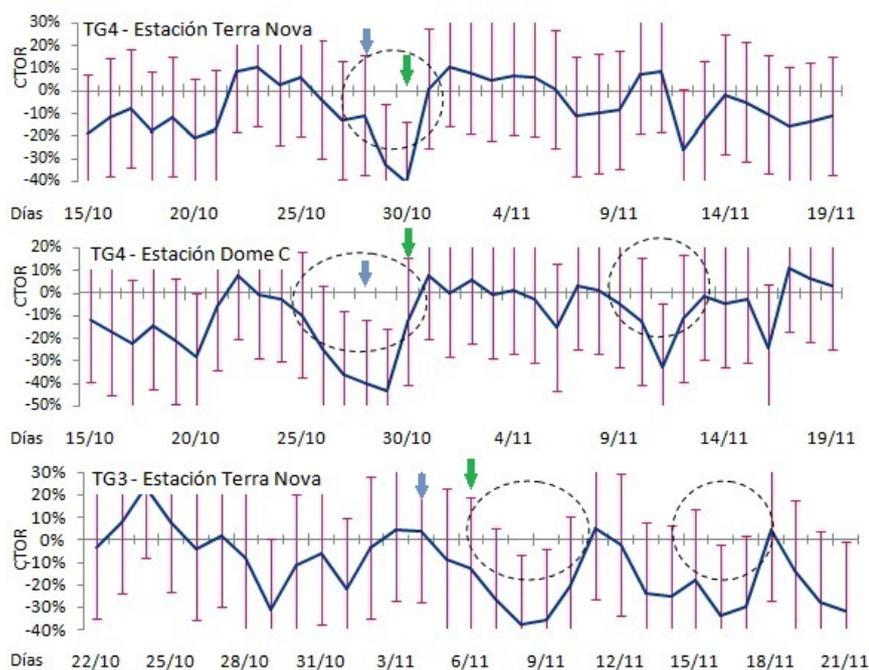


Figura 7.27: Aumento del CTOR 13 días posteriores del evento asociado al período TG4 y una reducción significativa el día con registro del mínimo valor del índice Dst en la estación Dome C, al atardecer, y en la estación Terra Nova, en la noche, durante este período. Reducciones significativas cuasi periódicas en el CTOR a los 5 y 12 días de producido el evento de partícula en Terra Nova en el lado nocturno durante el período TG3.

En latitudes altas, en la franja entre 75° y 80° de latitud sur también se dispone de cuatro estaciones para analizar el CTOR (Halley Bay, Scott Bay, Belgrano y Vostok). Durante el período TG6 no se observan cambios significativos en el CTOR en estas estaciones, mientras que durante el período TG3 pueden observarse cambios significativos en el CTOR, una disminución en la estación Scott Bay (en madrugada) a los 5 días posteriores al evento de partícula, y en las estaciones Halley Bay y Belgrano (por la tarde) aumentos a los 15 días de producido el evento de partícula (Fig. 7.28).

También se observan cambios significativos durante la TG4 en la estación Vostok (en el atardecer) y en la estación Scott Bay (en el lado nocturno), con una reducción en el CTOR el mismo día y dos días posteriores al evento de partícula respectivamente (Fig. 7.29).

Caso de un período de tormenta geomagnética sin evento protónico asociado (TG5)

En las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste, entre los 50° y 55° de latitud sur, en el sector nocturno (Lago Rodc, Punta Arenas y Ushuaia), se observa un descenso significativo en el CTOR que se inicia una semana después a la emisión de la

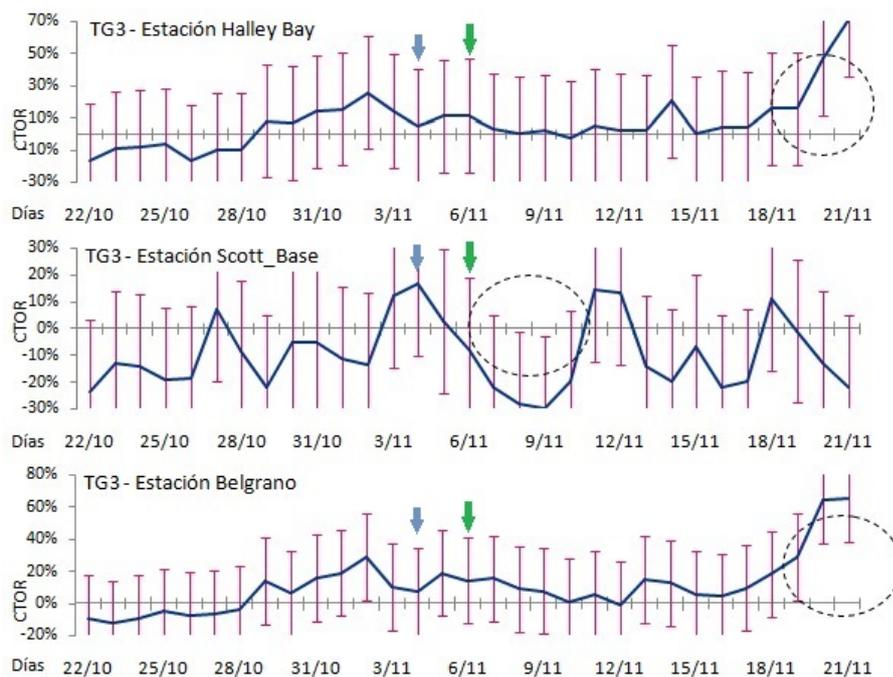


Figura 7.28: Disminución y aumentos significativos en el CTO en la franja entre 75° y 80° de latitud sur en la estación Scott Bay (en madrugada) y en las estaciones Halley Bay y Belgrano (por la tarde), a los 5 y 15 días posteriores al evento de partícula asociado al período TG3, respectivamente.

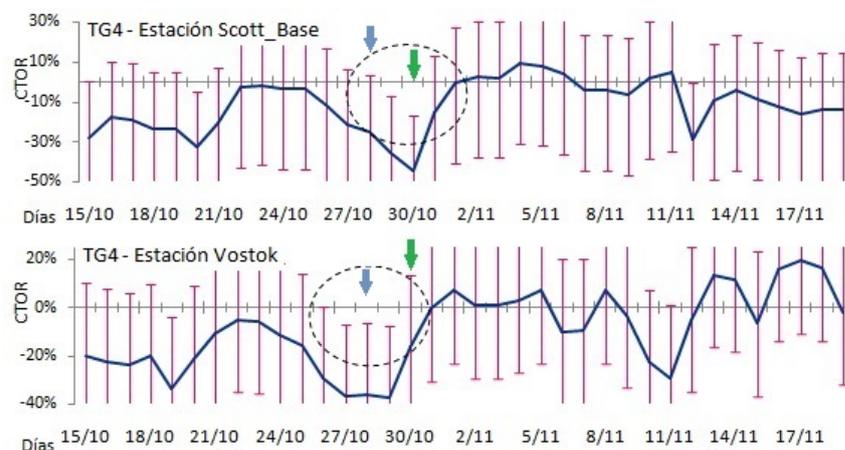


Figura 7.29: Reducciones significativas en el CTO durante la TG4 en la estación Vostok (en el atardecer) y en la estación Scott Bay (en el lado nocturno), el día mismo y dos días posteriores al evento de partícula asociado respectivamente.

EMC y se sostiene por 4 días (Fig. 7.30).

Contrariamente, en latitudes sur entre 60° y 70° se observan aumentos sostenidos en el CTO con características similares (Rothera, San Martín, Faraday, Palmer, King George Is. y Marambio) pero significativos sólo en longitudes cercanas a los 70° oeste (Rothera y San Martín). Pevio a estos incrementos se observa una disminución signi-

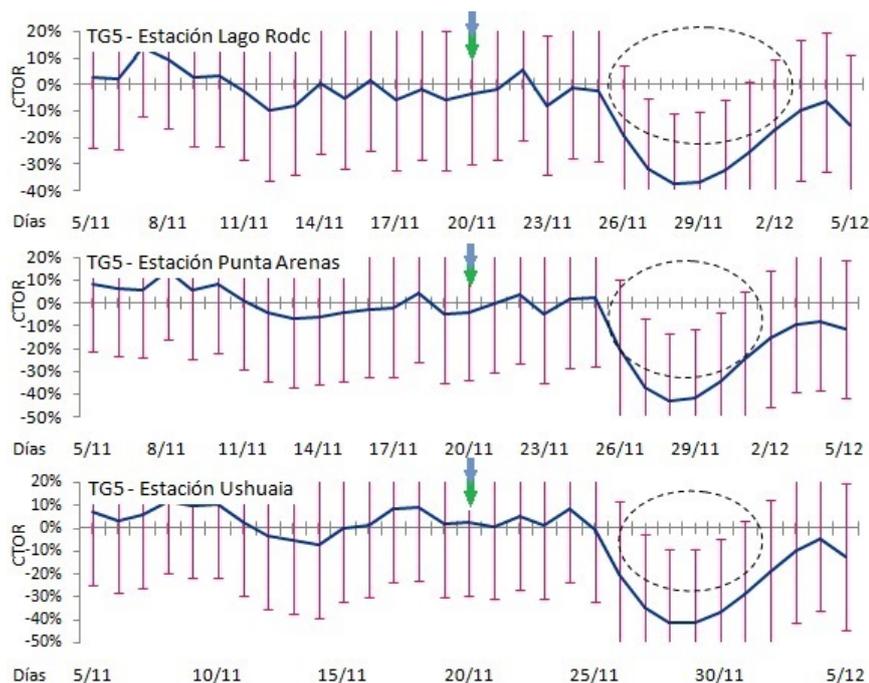


Figura 7.30: Descenso significativo en el CTOR que se inicia una semana después a la emisión de la EMC asociada a la TG5 en el sector nocturno, en las estaciones cercanas a los 70° de longitud oeste, entre los 50° y 55° de latitud sur.

ficativa del CTOR en las estaciones cercanas a los 65° de latitud sur y 64° de longitud oeste (Faraday y Palmer) (Fig. 7.31).

Durante el amanecer se observan aumentos significativos en el CTOR dos días después de la EMC entre los 70° y 75° de latitud sur en la estación Neumayer (7:27 TL, $-8,25^\circ$ de longitud), también se observa un aumento significativo en el CTOR, aún mayor, en la estación Novolazarevskaya (8:47 TL, $11,84^\circ$ de longitud), y a los 7 días después en las estaciones Halley Bay (6:13 TL) y Belgrano (5:41 TL) entre los 75° y 80° de latitud sur también se observan aumentos significativos en el CTOR. En la estación Syowa, a media mañana (10:38 TL y $39,58^\circ$ de longitud), cercana a los 70° de latitud sur, se visualiza otro aumento en el CTOR cuatro días posteriores a la EMC asociada a la TG5 (Fig. 7.32).

Durante este período de tormenta geomagnética no se encuentran estaciones ubicadas al mediodía al momento de la EMC, las estaciones más próximas a la parte central del día son Molodeznaya y Zhongshan, ambas en la franja latitudinal sur entre los 65° y 70° , no registran cambios significativos (Fig. 7.33).

También se observan reducciones significativas a plena luz del día, 12 días después de la EMC, en las estaciones Dumont d'Úrville (17:20 TL, $140,02^\circ$ de longitud) en esta bandas latitudinal y en Dome C (16:14 TL, $123,5^\circ$ de longitud) en la franja latitudinal

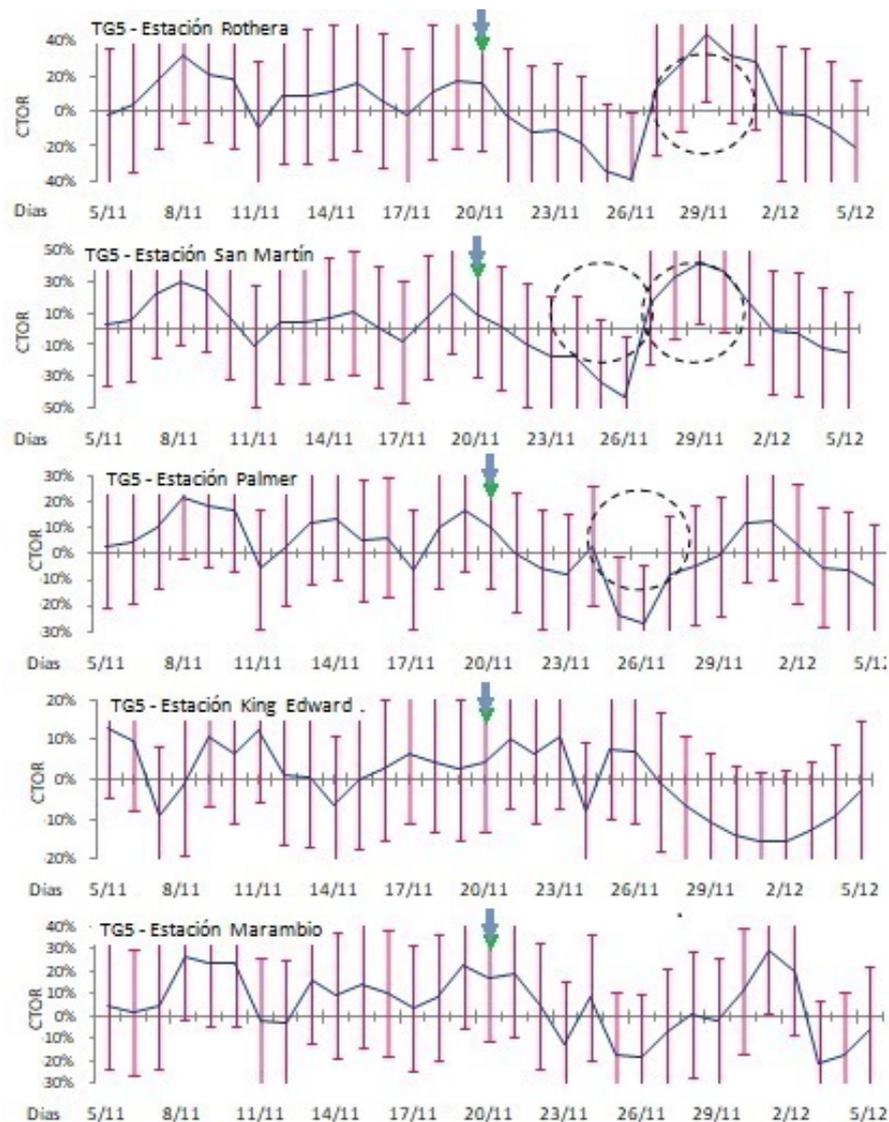


Figura 7.31: Aumentos sostenidos en el CTO significativos sólo en longitudes cercanas a los 70° oeste (Rothera y San Martín). Pevio a estos incrementos se observa una disminución significativa del CTO en las estaciones cercanas a los 65° de latitud sur y 64° de longitud oeste (Faraday y Palmer)

sur entre los 70° y 75° (Fig. 7.34).

Durante la tarde el CTO disminuye en las estaciones Scott Base (19:02 TL, $165,6^\circ$ de longitud, entre 75° y 80° de latitud sur) y Terra Nova (18:56 TL, $164,05^\circ$ de longitud, entre 70° y 75° de latitud sur) dos días después de la EMC, y en la estación Macquarie (18:35 TL, $158,95^\circ$ de longitud, entre 50° y 55° de latitud sur) 10 días después de la EMC (Fig. 7.35).

En el resto de estaciones en el lado iluminado no se observan cambios significativos.

Al no haber evento de partícula se podría suponer que es un fenómeno de trans-

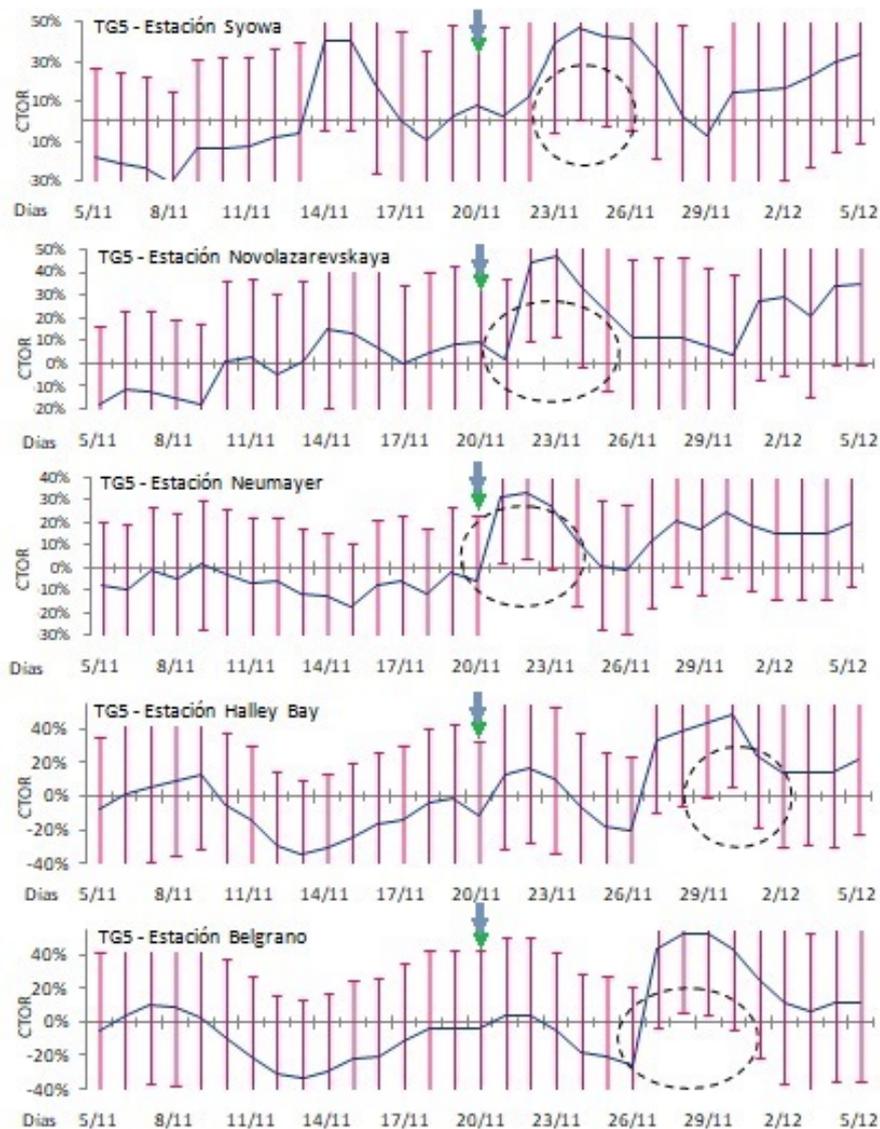


Figura 7.32: Aumento en el CTOR cuatro días posteriores a la EMC asociada al período TG5 en la estación Syowa.

porte.

7.3. Efectos sobre el CTO y perfiles de O_3 y NO_x en la AAS

Con el propósito de estudiar los efectos sobre la atmosfera media en la región de la AAS luego de la ocurrencia de una tormenta geomagnética intensa, se realiza el análisis haciendo uso de datos obtenidos de tres fuentes: UARS-HALOE, TOMS y SBUV (Ver Apéndice A); registrados en todos los casos en la zona de la AAS. Cabe indicar que en este caso se eligieron tres tormentas geomagnéticas intensas (TG1, TG5 y TG6) de las ocho estudiadas en la primera parte de este capítulo (Sec. 7.2), ya que los datos podían

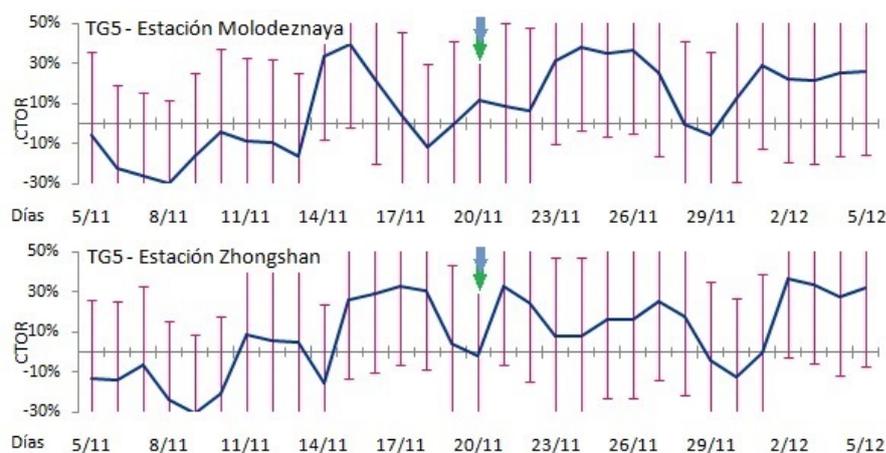


Figura 7.33: Durante el período TG5 las estaciones próximas al mediodía (Molodeznaya y Zhongshan) no registran cambios significativos en el CTO.

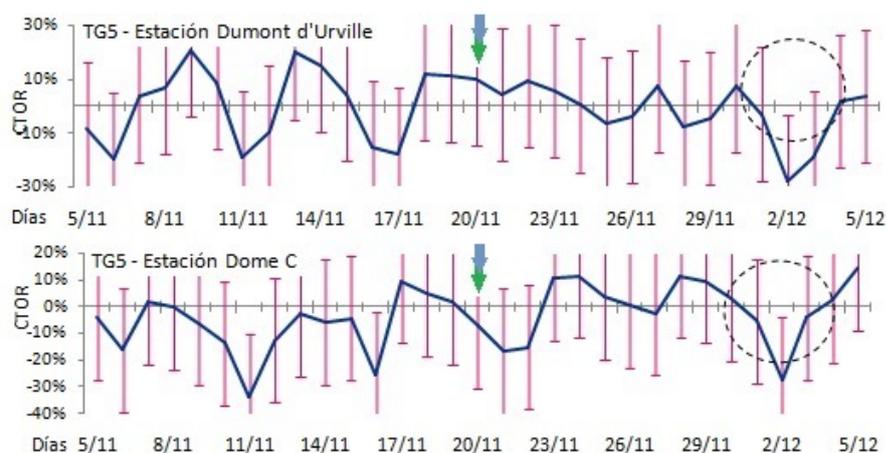


Figura 7.34: Reducciones significativas del CTO a plena luz del día, 12 días después de la EMC asociada al período TG5 en la franja latitudinal sur entre los 70° y 75° .

ser obtenidos en la zona de estudio en las tres fuentes de datos sólo para las mismas.

7.3.1. Análisis a partir de datos de UARS-HALOE

Se analizaron los perfiles de O_3 y NO_x , entre los 20 km y 60 km de altura, obtenidos por UARS-HALOE mientras el satélite se ubicaba en las coordenadas indicadas en cada caso estudiado y en la noche de tiempo local. En este análisis se utilizaron datos de la versión 19 de HALOE del sitio <http://haloe.gats-inc.com/download/index.php>. Los datos de O_3 y NO_x están en unidades de VMR (Volume Mixing Ratio, parts per billion by volume-ppmv)

En cada caso analizado, se considera como referencia, los datos correspondientes al día anterior al máximo de la tormenta estudiada; y se calculan las diferencias de los valores diarios de NO_x y O_3 , entre el valor en el día de estudio y el de referencia, para

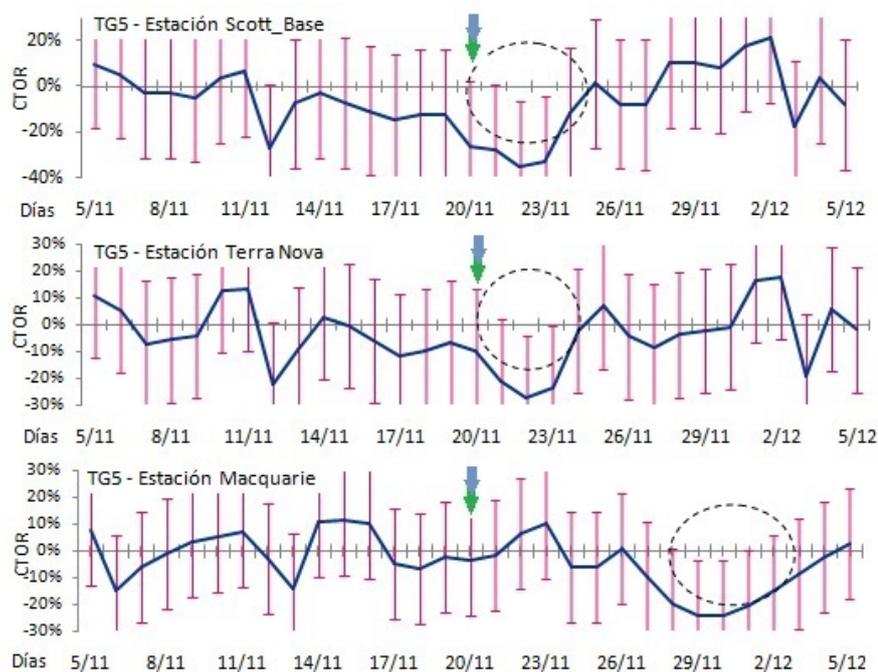


Figura 7.35: Disminuciones en el CTOR durante la tarde entre los 70° y 80° de latitud sur dos días después de la EMC, y entre los 50° y 55° de latitud sur 10 días después de la EMC asociada a la TG5.

las diferentes alturas. .

Tormenta geomagnética del 16 de julio de 2000

Esta tormenta geomagnética, conocida como de la Bastilla, y según fue analizada en el Capítulo 6, tuvo su origen en una fulguración solar y posterior eyección de masa coronal directamente hacia nuestro planeta, con efectos muy marcados en el medio interplanetario. El ingreso de partículas en las regiones aurorales y en la zona de la AAS fue registrado por NOAA - POES (Apéndice A), tanto para protones como electrones, en distintos rangos de energía.

En la Fig. 7.36 se muestra en formato cilíndrico el mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en el periodo de tiempo en el cual se registró la tormenta TG1. Cabe destacar que la región de la AAS registró el ingreso de protones con valores semejantes a las zonas aurorales.

En la Tabla 7.6 se muestra, para la tormenta del 16 de julio de 2000, las coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos en análisis: para el día de referencia, en este caso 15 de julio, el día de la tormenta y 2 días posteriores a la ocurrencia de la misma. Se calculan para el análisis las diferencias de los valores diarios de NO_x y O_3 , entre el valor de los días de estudio y el de referencia, para las

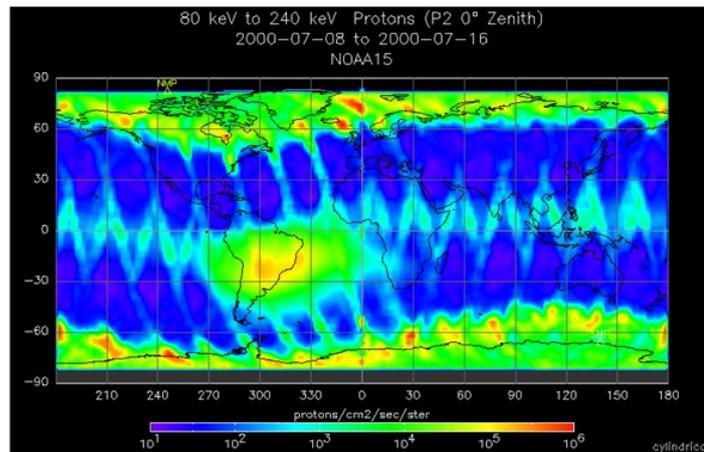


Figura 7.36: Mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en formato cilíndrico correspondiente al día de máximo crecimiento de la TG1 https://satdat.ngdc.noaa.gov/sem/poes/data/plots_OLD/maps/png/2000/07/cylindrical/poes_20000716_mep0p2_slide_bin2_days09_cylindrical.png.

distintas alturas (Fig. 7.37)

Tabla 7.6: Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.

Fecha	Lat geog.	Long geog.	Hora Local
15-jul-00 (dia ref)	-36,0	306,2	20:35:31
16-jul-00	-31,8	308,2	20:38:06
17-jul-00	-26,2	310,4	20:41:02
18-jul-00	-18,7	313,1	20:44:29

En la Fig. 7.37 se representan los perfiles de las diferencias de NO_x y O_3 , para los días 16 al 18 de julio de 2000.

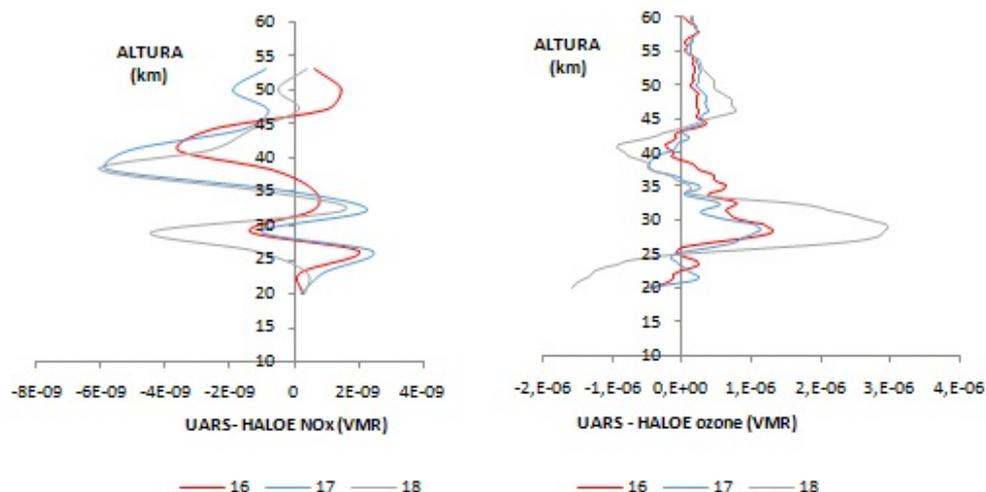


Figura 7.37: Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 16 al 18 de julio de 2000 de: (izquierda) NO_x y (derecha) O_3 .

Hacia los 40 km de altura, NO_x presenta una marcada disminución el día del máximo de la tormenta y los días posteriores a la ocurrencia de la misma, hecho que no se refleja en el ozono a esa altura, pero que quizás estaría relacionado al incremento observado en el ozono 10 km más abajo, a los 30 km, el día 18.

Tormenta geomagnética del 20 de noviembre de 2003

Esta inusual supertormenta geomagnética, analizada en el capítulo 6, fue la más intensa del ciclo solar 23, $\text{Dst}_{\text{min}} = -472$ nT. Probablemente tuvo su origen en una EMC asociada con una actividad compleja en y alrededor de la región solar activa, RA 1050, entre las 07:36 - 09:00 TU. Los efectos en el medio interplanetario estuvieron marcados por variaciones significativas en los campos magnético y eléctrico interplanetarios y en las partículas con diferentes rangos de energías. Por otro lado, el ingreso de partículas en las regiones aurorales y en la zona de la AAS fue registrado por NOAA- POES (Apéndice A), tanto para protones como electrones, en distintos rangos de energía.

En la Fig. 7.38 se muestra en formato cilíndrico el mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en el periodo de tiempo en el cual se registró la tormenta TG5. Al igual que en el caso de la tormenta de julio de 2000 (TG1), la región de la AAS registró el ingreso de protones con valores semejantes a las zonas aurorales.

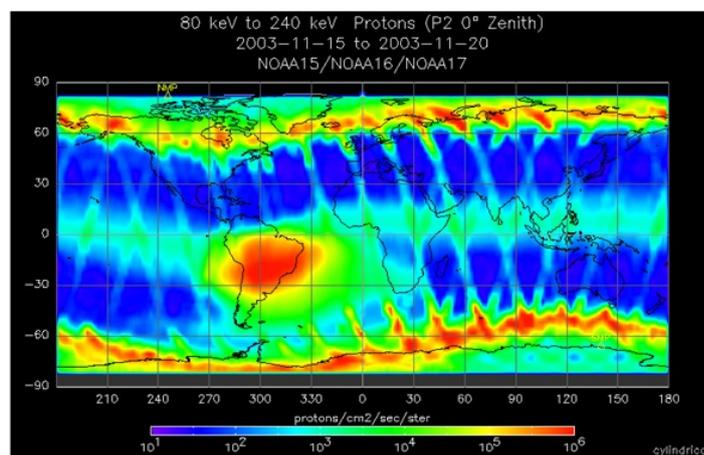


Figura 7.38: Mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en formato cilíndrico correspondiente al día de máximo crecimiento de la TG5 https://satdat.ngdc.noaa.gov/sem/poes/data/plots_OLD/maps/png/2003/11/cylindrical/poes_20031120_mep0p2_slide_bin2_days06_cylindrical.png.

En la Tabla 7.7 se muestra, para la tormenta del 20 de noviembre de 2003, las coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos en análisis: para el día de referencia, en este caso 19 de noviembre, el día de la tormenta y 2 días posteriores a la ocurrencia de la misma.

Tabla 7.7: Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.

Fecha	Lat geog.	Long geog.	Hora Local
19-nov-03 (día ref)	-20,5	308,7	21:40:43
20-nov-03	-15,5	307,5	21:38:29
21-nov-03	-10,4	306,2	21:36:18
22-nov-03	-5,12	304,9	21:34:11

En la Fig. 7.39 se representan los perfiles de las diferencias de NO_x y O_3 para los días 20 al 22 de noviembre de 2003.

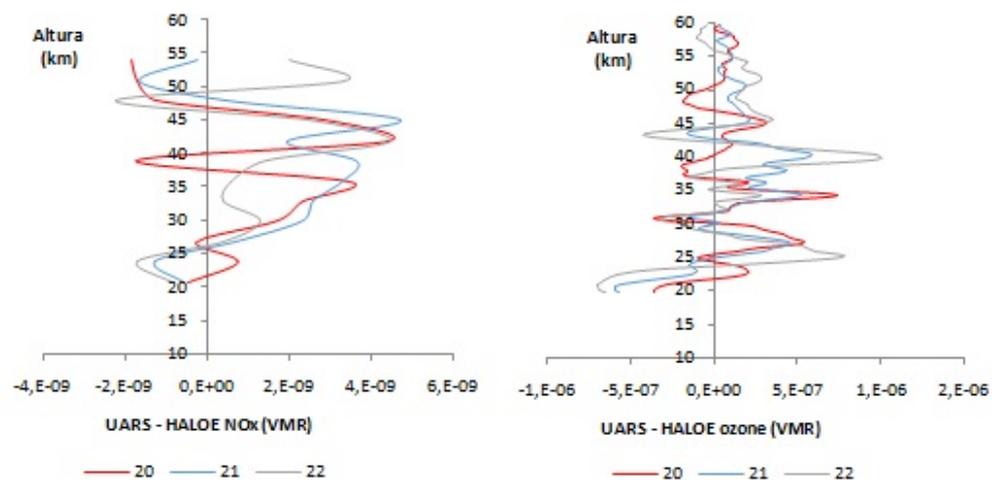


Figura 7.39: Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 20 al 22 de noviembre de 2003 de: (derecha) NO_x y (izquierda) O_3 .

Entre los 40 y 45 km de altura, NO_x presenta un importante aumento que se mantiene los días posteriores a la ocurrencia de la misma, hecho que se refleja en el comportamiento del ozono a esa altura con una disminución que es más “marcada” el día 22. El día del máximo de la tormenta, el incremento indicado es seguido, hacia abajo, de una disminución. Es de destacar que, durante los días analizados, el incremento en NO_x indicado se mantiene hasta 25 km. Por su parte el ozono presenta un comportamiento irregular con aumentos seguidos de recuperaciones parciales, a los 39,9 km, 34,1 km y 26 km.

Tormenta geomagnética del 08 de noviembre de 2004

En el capítulo 6 se analizó el periodo completo entre el 7 y 12 de noviembre de 2004 ya que tuvieron lugar dos intensificaciones del anillo de corriente, alcanzando el índice Dst valores de -387 nT y -259 nT, los días 8 y 10 de noviembre, respectivamente. En el análisis de los perfiles de O_3 y NO_x , registrados por UARS-HALOE solo se estudia

el intervalo comprendido entre las dos intensificaciones del anillo de corriente, desde el 8 al 10 de noviembre, que incluye solo la primera de ellas. La fulguración del día 7 de noviembre dio origen a una EMC y posterior efecto muy marcado en el medio interplanetario. El ingreso de partículas en las regiones aurorales y en la zona de la AAS fue registrado por NOAA- POES (Apéndice A), tanto para protones como electrones, en distintos rangos de energía.

En la Fig. 7.41 se muestra en formato cilíndrico el mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en el periodo de tiempo en el cual se registró la tormenta TG6. En la región de la AAS se registró el ingreso de protones con valores semejantes a las zonas aurorales.

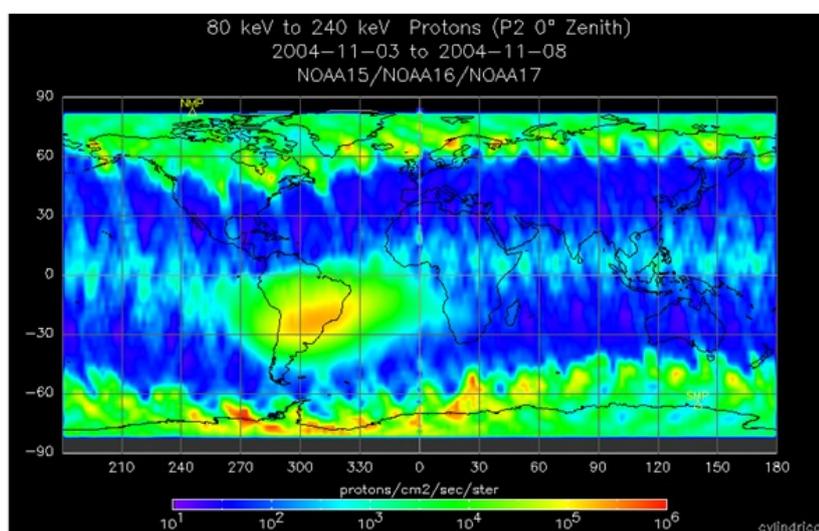


Figura 7.40: Mapa resultado del ingreso de protones con energías entre 80 - 240 keV en formato cilíndrico correspondiente al día de máximo crecimiento de la TG6 https://satdat.ngdc.noaa.gov/sem/poes/data/plots_OLD/maps/png/2004/11/cylindrical/poes_20041108_mep0p2_slide_bin2_days06_cylindrical.png.

En la Tabla 7.8 se muestra, para la tormenta del 8 de noviembre de 2004, las coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos en análisis: para el día de referencia, en este caso 7 de noviembre, el día de la tormenta y 2 días posteriores a la ocurrencia de la misma.

Tabla 7.8: Coordenadas geográficas y la hora local en que UARS HALOE registró los datos.

Fecha	Lat geog.	Long geog.	Hora Local
07-nov-04 (día ref)	-35,4	295,2	22:51:28
08-nov-04	-31,3	294,3	22:48:39
09-nov-04	-26,9	293,4	22:45:55
10-nov-04	-22,2	292,5	22:43:16

En la Fig. 7.41 se presentasn los perfiles de las diferencias de NO_x y O_3 , para los

días 8 al 10 de noviembre de 2004.

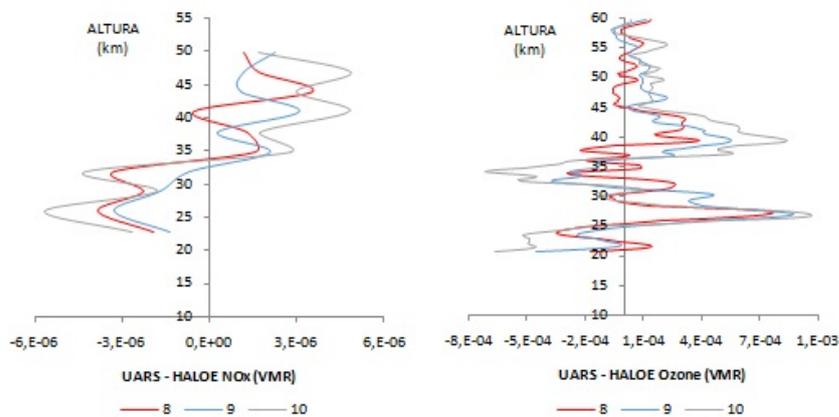


Figura 7.41: Perfiles de las diferencias en unidades de VMR, para los días 08 al 10 de noviembre de 2004 de: (izquierda) NO_x y (derecha) O_3 .

Para alturas superiores a los 32 km (y hasta los 50 km), NO_x muestra aumentos significativos el día del máximo de la tormenta y los días posteriores a la ocurrencia de la misma; y por debajo de los 30 km los perfiles muestran decrecimiento en el componente nitrogenado el mismo periodo analizado. Por su parte el ozono, entre los 45 y los 60 km no presenta variación alguna; bajando hasta los 39 km los perfiles muestran incrementos cada vez más altos desde el día del máximo de la tormenta, seguido hacia abajo de una recuperación y disminución el día 10 hacia los 34 km. Los aumentos en el ozono se observan nuevamente entre los 29 y 25 km coincidentes con la disminución en NO_x a esas alturas.

Según la teoría química, Capítulos 2 y 4, el efecto del ingreso de electrones, está estrechamente vinculado con la producción de componentes nitrogenados, y estos últimos a la disminución del ozono. No solamente la química es la que “gobierna” los efectos observados, sino también la dinámica, que podría relacionarse con lo observado en los periodos analizados.

7.3.2. Análisis a partir de datos de TOMS

Con el propósito de profundizar el análisis en el efecto del ingreso de partículas energéticas sobre la atmosfera a través del contenido de ozono en la región de la AAS se eligieron 4 estaciones localizadas en esta región, cuyas coordenadas geográficas y geomagnéticas para los años 2000 y 2005 se listan en la Tabla 7.9. Para ello, se usan datos diarios de ozono, en unidades Dobson (DU), obtenidos por TOMS (Apéndice A) durante el periodo de ocurrencia de cada perturbación magnética (días de la máxima y días posteriores). Para el análisis de los efectos sobre el contenido total de ozono se

calcula el CTOR, para cada estación desde el día de referencia y diez posteriores a la ocurrencia de la máxima perturbación.

Tabla 7.9: Coordenadas geográficas y geomagnéticas para los años 2000 y 2005 donde TOMS registró los datos.

Estación	Lat. geog.	Long. geog.	2000		2005	
			Lat. geom.	Lon. geom.	Lat. geom.	Lon. geom.
Bauru	-22,33	-49,05	12,17	21,37	12,37	21,61
Brasilia	-15,77	-47,92	5,36	23,80	5,57	24,04
Sao Paulo	-23,56	-46,74	13,37	24,13	13,57	24,37
Cachoeira Paulista	-22,68	-45,00	12,45	25,16	12,66	25,4

Tormenta geomagnética del 16 de julio de 2000

En las Figs. 7.42 se representan los valores de CTOR entre el 15 y el 24 de julio de 2000 para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista. En los cuatro casos, el CTOR muestra un aumento no significativo entre 2 o 3 días después del valor mínimo del índice Dst de la tormenta. A continuación muestran disminuciones que tampoco son estadísticamente significativas en las 4 estaciones estudiadas. Por otro lado, el comportamiento en las 4 estaciones muestra una variabilidad, con un cuasiperíodo de aproximadamente 3 días.

Tormenta geomagnética del 20 de noviembre de 2003

En la Fig. 7.43 se representan los valores del CTOR entre el 19 y 29 de noviembre de 2003 para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista. En todos los casos el CTO disminuye los días posteriores a la ocurrencia de la tormenta geomagnética, con valores entre 4% y 6%, disminución estadísticamente significativa a 2σ , para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista. Los datos TOMS tienen una incertidumbre total del 2%, lo que permite concluir que los decrecimientos observados en el CTOR superan el error de medición.

Tormenta geomagnética del 08 de noviembre de 2004

En la Fig. 7.44 se representan los valores del CTOR entre el 7 y el 16 de noviembre de 2004 para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista. En las cuatro estaciones el CTO tiene un incremento no significativo los días posteriores al valor mínimo del índice Dst. En el caso de Bauru y Brasilia, el CTO este incremento permanece por 3 a 4 días hasta que comienza a decrecer hasta el día 16. En el caso

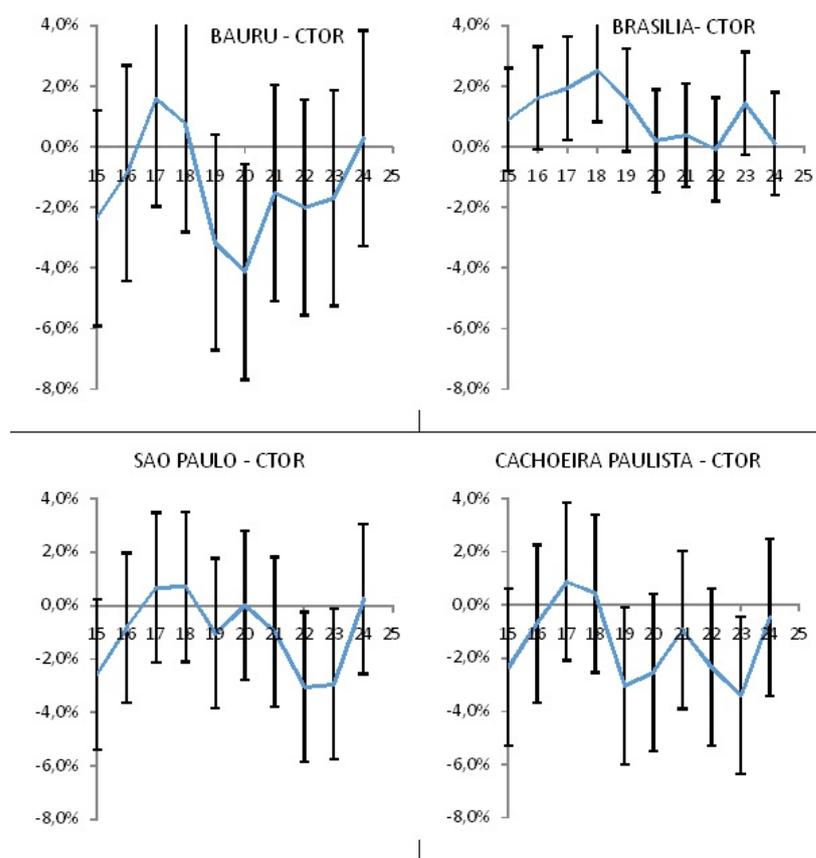


Figura 7.42: Valores de CTO y la desviación standard 2σ (Tabla 7.3) entre los días 15 y 24 de julio de 2000, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

de Sao Paulo y Cachoeira Paulista, la disminución se inicia el día 9 de noviembre. Las variaciones observadas están contenidas dentro de los errores de medición y no son estadísticamente significativas.

7.3.3. Análisis a partir de datos de SBUV

Continuando con el fin de encontrar posibles efectos del ingreso de partículas con altas energías en la atmosfera media de la región de la AAS se analizan los perfiles de ozono entre los 0,639 hPa ($\sim 53,3$ km) y los 101,3 hPa ($\sim 15,8$ km) durante el periodo de ocurrencia de cada perturbación magnética (días del mínimo valor del índice Dst y días posteriores) para 4 estaciones localizadas en la región indicadas en la Tabla 7.9. Para el estudio de perfiles, se considera como día de referencia, el día anterior al mínimo valor del índice Dst y se calculan las diferencias de los valores diarios de O_3 en unidades Dobson (DU), entre el valor en el día de estudio y el de referencia, para las diferentes alturas.

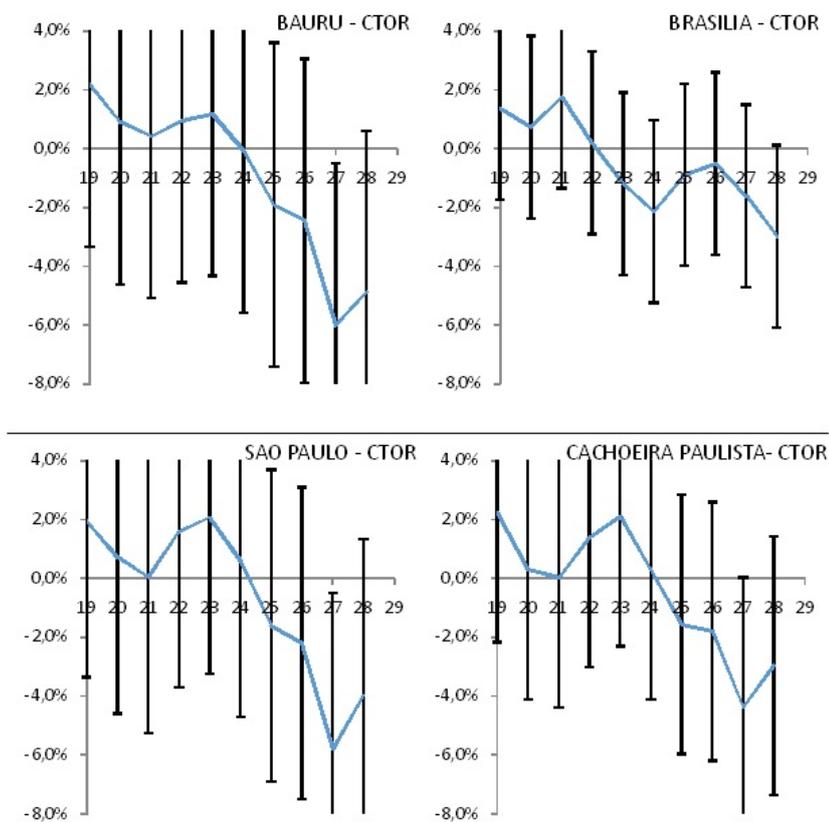


Figura 7.43: Valores de CTOR y la desviación standard 2σ (Tabla 7.4) entre los días 19 y 29 de noviembre de 2003, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

Tormenta geomagnética del 16 de julio de 2000

Las Figs. 7.45 muestran los perfiles de las diferencias de ozono entre los 0,639 (~53,3 km) y los 101,3hPa (~15,8 km) para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista y para los días 16 al 20 de julio de 2000.

Las estaciones de Bauru, Sao Paulo y Cachoeira Paulista muestran aumentos en el contenido de ozono en los días posteriores a la tormenta a 40,3 hPa (22,6 km), valores que se recuperan el 19 y 20 de julio en los casos de Cachoeira Paulista y Bauru. Brasilia presenta los incrementos más abajo, a 63,9 hPa (19,2 km) acompañados de una disminución significativa el 20 de julio.

Tormenta geomagnética del 20 de noviembre de 2003

Las Figs. 7.46 muestran los perfiles de las diferencias de ozono entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista y

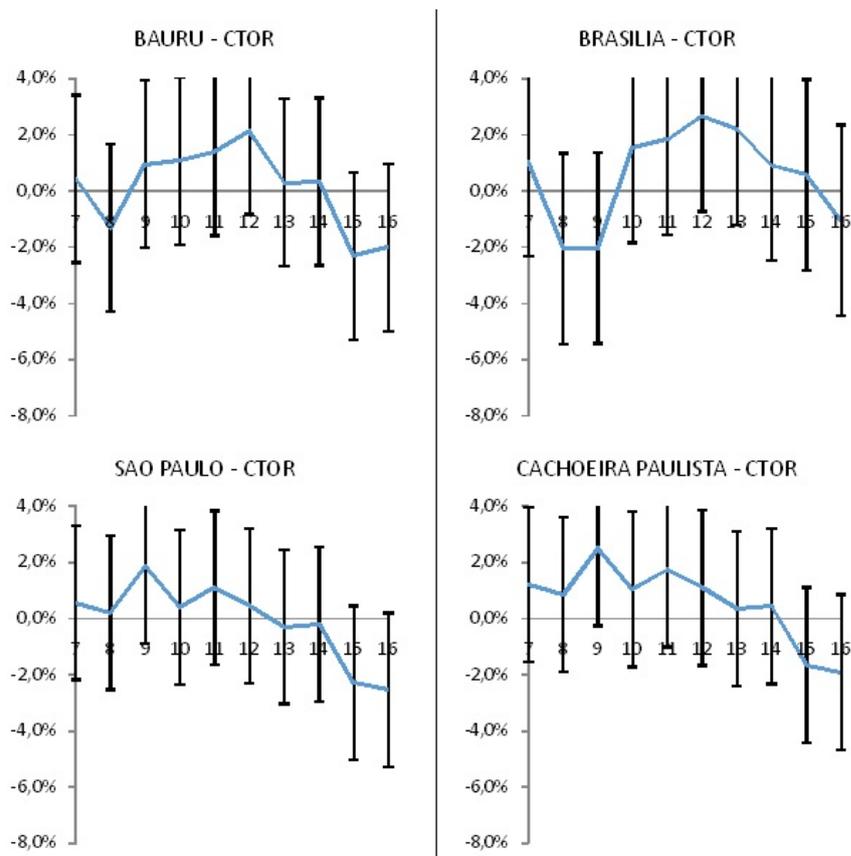


Figura 7.44: Valores de CTOR y la desviación standard 2σ (Tabla 7.4) entre los días 7 y 16 de noviembre de 2004, para las estaciones de: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

para los días 20 al 24 de noviembre de 2003.

Los perfiles de ozono para las cuatro estaciones analizadas muestran un comportamiento similar en la forma de su variación, pero difieren en las alturas en que se presentan los aumentos y disminuciones. Los máximos se dan sólo el día 20 de noviembre, en Bauru y Brasilia a los 10,1 hPa (32,9 km); en Sao Paulo a los 6,4 hPa (36,3 km); y en Cachoeira Paulista a los 25,5 hPa (26 km). Las disminuciones en los valores de ozono se presentan los días posteriores al mínimo valor del índice Dst y a menores alturas. Por ejemplo, para Bauru, la mínima disminución se da el día 21 hacia los 40 hPa (22,7 km); para Brasilia se da el día 24 a la misma altura que Bauru; mientras que para Sao Paulo estos mínimos se presentan más arriba entre los 16,1 hPa (29,4 km) y 25,5 hPa (26 km), los días siguientes a la ocurrencia del máximo de la tormenta geomagnética.

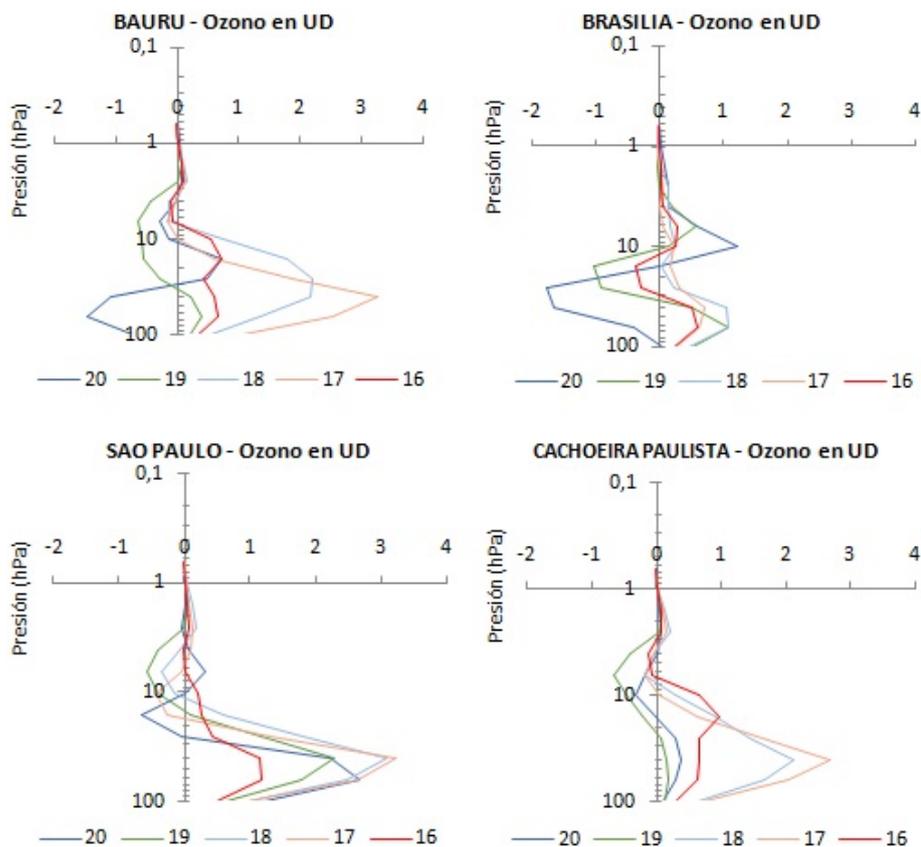


Figura 7.45: Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 16 al 20 de julio de 2000, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

Tormenta geomagnética del 08 de noviembre de 2004

Las Figs. 7.47 muestran los perfiles de las diferencias de ozono entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones de Bauru, Brasilia, Sao Paulo y Cachoeira Paulista y para los días 7 al 16 de noviembre de 2004.

En Brasilia se observa un aumento significativo en el contenido de ozono a los 16,1 hPa (29,4 km) el día del mínimo valor del índice Dst de la tormenta y los días posteriores a la misma, con valores que alcanzan 4,6 DU el día 10, en las diferencias analizadas. En esa estación, a los 63,9 hPa (19.2 km), la diferencia en el contenido de ozono sufre una marcada disminución los días analizados que también se percibe en Bauru, sólo el día 8. El día del mínimo valor del índice Dst Sao Paulo y Cachoeira Paulista, no se muestran variaciones significativas en el intervalo de altura en estudio, pero los días posteriores a la misma muestran incrementos en el contenido de ozono entre los 25,5 hPa (26 km) y los 40,3 hPa (22,6 km). Variación que también se observa en Bauru.

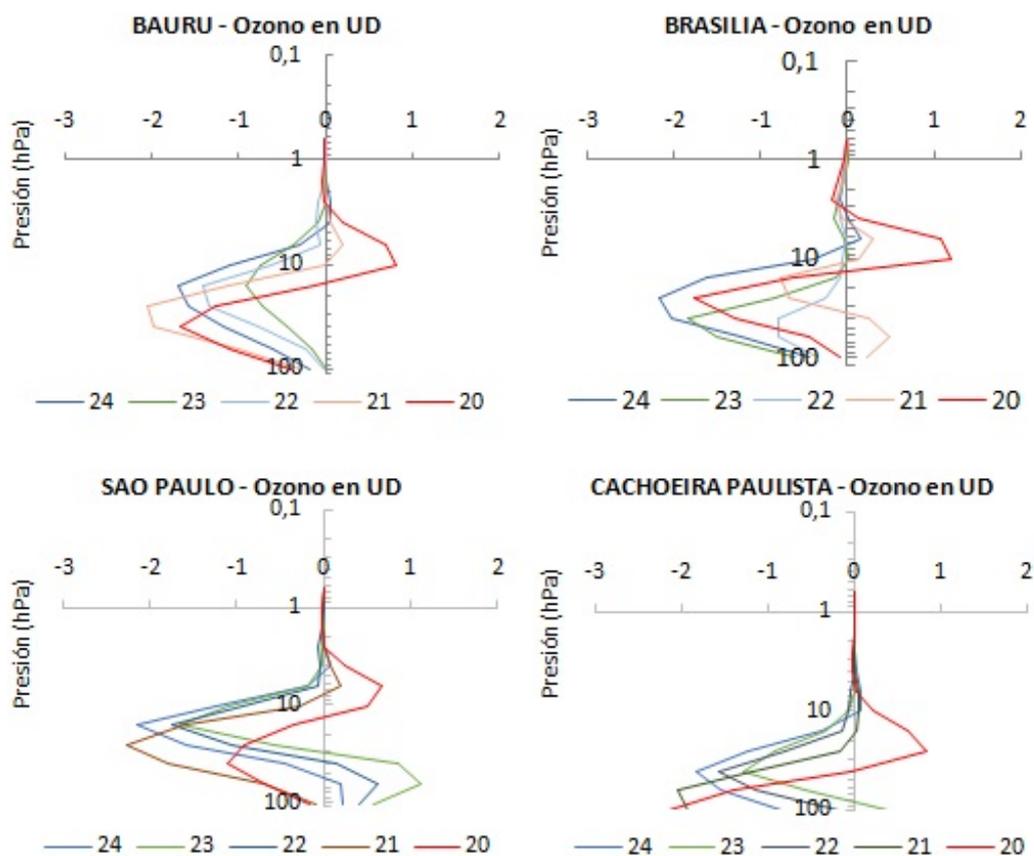


Figura 7.46: Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 20 al 24 de noviembre de 2003, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

Jackman et al. (2000) analizaron los efectos atmosféricos sobre el hemisferio norte después de eventos de partículas extremadamente intensos ocurridos durante estados de estratosfera químicamente diferentes. Observaron que disminuciones directas de ozono se producían por pérdidas inducidas por NO_y ; y por otro lado la interferencia de los componentes NO_y con los ciclos de pérdida de halógenos podría inducir a un aumento en la columna de ozono cuando los niveles de cloro sean relativamente altos. Además, indicaron que como consecuencia de las variaciones estacionales en el transporte y la iluminación solar, las disminuciones de ozono polar serían mayores para los eventos protónicos solares (EPSs) gigantes que se producen en otoño o invierno, y disminuciones menores para los EPSs que ocurrieran en primavera o verano.

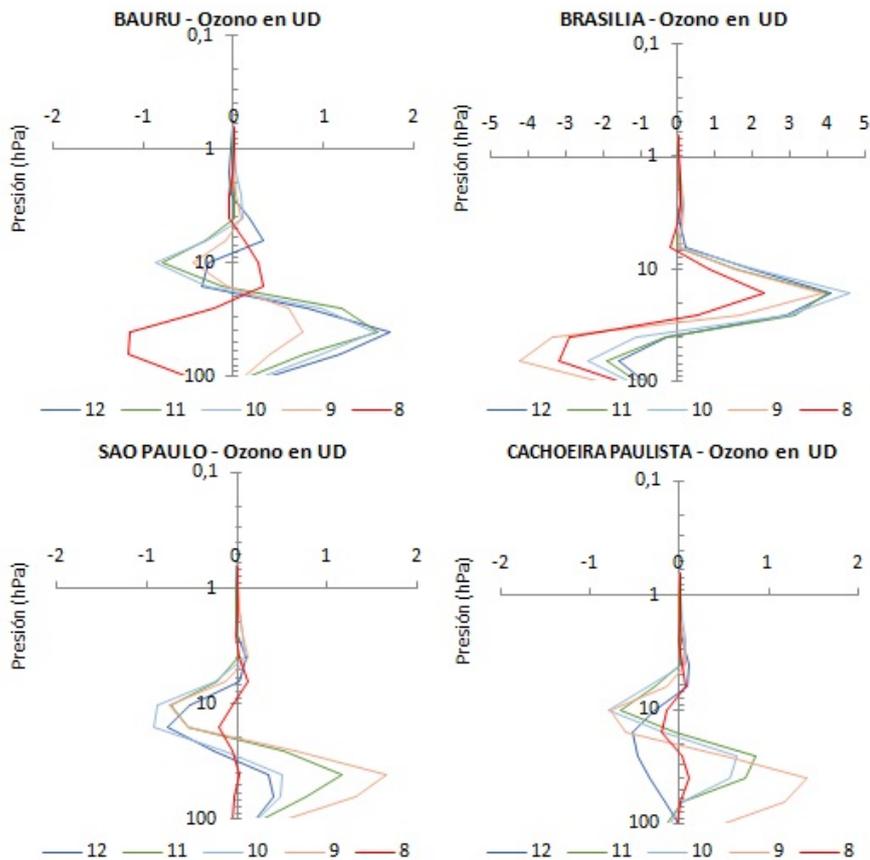


Figura 7.47: Perfiles de las diferencias en unidades DU, entre los valores diarios de O_3 , en el día de estudio y el de referencia, 8 al 12 de noviembre de 2004, para presiones comprendidas entre los 0,639 y los 101,3 hPa, para las estaciones: arriba (izquierda) Bauru y (derecha) Brasilia, abajo (izquierda) Sao Paulo y (derecha) Cachoeira Paulista.

Conclusiones

El objetivo de esta Tesis fue hacer un estudio de los efectos de la inyección de partículas de origen solar sobre la atmósfera media de la Tierra, estableciendo posibles mecanismos físicos y químicos involucrados.

Para ello se estudiaron en primer término los procesos químicos y dinámicos, que determinan la distribución de las especies químicas en la atmósfera media. En particular se profundizó en la química del Ozono, de los óxidos de Nitrógeno, y del Hidrogeno impar, especies químicas afectadas por el ingreso de partículas de origen solar. A continuación, se realizó un análisis de los procesos dinámicos y de transporte en la atmósfera media, proporcionando una descripción detallada de la meteorología dinámica, dirigida a la comprensión de los efectos de la dinámica atmosférica sobre los constituyentes químicos. También se analizaron las fuentes de partículas energéticas de origen solar que precipitan en la atmósfera y el mecanismo de acoplamiento a la atmósfera neutra. Asimismo se estudiaron las características de la región de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur, una de las anomalías más destacadas del campo geomagnético, que ocupa actualmente la zona entre el sur de América y Sudáfrica, y su campo muestra una deriva hacia el oeste que permite la entrada de partículas de alta energía desde la magnetosfera.

El conocimiento de los efectos de la inyección de partículas en la atmósfera de la Tierra resulta de suma importancia para el estudio de la Meteorología Espacial (SpaceWeather) y también del Cambio Climático. Los trabajos existentes ponen énfasis en los efectos sobre el hemisferio norte, en latitudes medias, y muy especialmente altas (latitudes mayores a los 60°).

En este trabajo de tesis se analizaron los efectos de la inyección de partículas de origen solar sobre el contenido de ozono y sobre especies nitrogenadas en el hemisferio sur y en latitudes a partir de los 50° , luego de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas. También se realizó un estudio de los efectos sobre las especies químicas arriba mencionadas, en la zona de la Anomalía Magnética del Atlántico Sur, región donde el ingreso de electrones durante periodos geomagnéticamente perturbados, registra

una marcada intensificación. Además, se investigaron los posibles procesos químicos y mecanismos dinámicos que expliquen los resultados observados.

Es conocido el efecto que la variación de parámetros estratosféricos, como el ozono entre otros, tienen sobre la troposfera, influenciando en forma directa en el Cambio Climático y en la vida del hombre. Es por ello que este trabajo de tesis constituye una contribución significativa en esta área del conocimiento.

Por otro lado, los resultados de este trabajo tienen el propósito de realizar un aporte a la revisión continua de los distintos modelos climáticos existentes, con el propósito de pronóstico para la Meteorología Espacial, también estrechamente vinculada a la vida del hombre.

A continuación se detallan los efectos más destacados observados en esta tesis:

- Para las 8 tormentas intensas analizadas, los efectos sobre el contenido total de ozono en cada estación estudiada, es diferente según la longitud geográfica de cada estación. Kazimirovsky et al. (1999) estudiaron la respuesta significativa sobre el contenido total de ozono (CTO) durante una perturbación geomagnética y su dependencia con la longitud geográfica y el nivel de actividad solar. Sus conclusiones acerca de los efectos sobre el CTO, concuerdan con los observados en esta tesis. (Zossi de Artigas et al. (2016); Zotto et al. (2013)).
- Los eventos protónicos solares afectan los constituyentes atmosféricos en los casquetes polares (latitudes geomagnéticas $>60^\circ$). La entrada de partículas en estas latitudes tiene un efecto directo relacionado con la química del nitrógeno, produciendo un aumento de NO_x ; lo que resulta en el decrecimiento del ozono. También la dinámica juega un papel importante (López-Puertas et al. (2005)).
- Las variaciones en el CTO podrían vincularse a electrones aurorales impulsados por la interacción continua entre el plasma del Sol y el plasma ligado magnéticamente a la Tierra en la magnetosfera nocturna, favoreciendo la producción de ozono primario/secundario.
- Los efectos originados por procesos químicos durante las TGs con evento de partículas (EP), dependerían si la estación se encuentra iluminada o no. Si es de noche en la estación, el contenido total de ozono debería disminuir y lo opuesto debería ocurrir si es de día. El ozono se produce naturalmente por la radiación solar y de noche podría acumularse o disminuir por efecto de escasas de oxígeno atómico.

-
- Las reducciones en el CTO, observadas durante el día, podrían deberse a la precipitación de partículas y/o a la producción de especies que reaccionan en cadena destruyendo catalíticamente el ozono por los mecanismos establecidos por precipitación iónica. En la TG5 podría deberse a fenómenos de transporte (ver Capítulo 2).
 - La rapidez de la pérdida del CTO, en algunas estaciones, estaría vinculada con la producción de ozono molecular, la acumulación nocturna de ozono y/o la producción diurna de ozono primario/secundario. En la TG5 correspondería a fenómenos de transporte.
 - Los incrementos estadísticamente significativos observados en el CTO, podrían deberse a la producción diurna de ozono primario/secundario, en estaciones iluminadas, donde la radiación es mayor; y/o por la producción de ozono molecular mediante el proceso de 3 cuerpos, desarrollado en la Ec. 2.6. En la TG5 sería a causa de fenómenos de transporte.
 - Según López-Puertas et al. (2005), que analizaron los efectos sobre el hemisferio sur de eventos protónicos solares ocurridos entre octubre y noviembre de 2003, los valores de NO_x tienen los mayores incrementos entre las longitudes 80°E - 160°E , donde todas las mediciones de The Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding (MIPAS) se tomaron en condiciones nocturnas. Está comprobado que este aumento debería producir una disminución en el CTO. Los resultados obtenidos en esta tesis para el CTO, no verifican SIEMPRE este comportamiento.
 - La precipitación de partículas energéticas entre los 50°S y 55°S produciría cambios en la circulación en la atmósfera media, lo que generaría una redistribución y no una reducción del contenido total de ozono como se espera (Zotto et al. (2008); Zotto et al. (2013)).
 - Los incrementos observados en CTO en estaciones ubicadas en latitudes mayores a los 70°S no pueden ser explicados solamente por razones químicas; ya que la mayor parte de los aumentos en NO_x ocurren entre el ecuador y los 70°S , por lo tanto no influyen en los promedios del casquete polar. Por otro lado, el ingreso de aire desde latitudes medias podría llevar a la recuperación más que a la pérdida de ozono (López-Puertas et al. (2005); Zossi de Artigas et al. (2016)).
 - Von Clarmann et al. (2013) observaron una respuesta inmediata en el NO_x luego de la ocurrencia de un evento protónico solar en los primeros meses de 2012.

Los resultados observados podrían estar vinculados con la entrada en nuestra atmosfera de partículas con alta energía. Estos efectos también se perciben en el estudio realizado en esta tesis.

- La intensidad total del campo geomagnético es baja en la zona de Anomalía Magnética del Atlántico Sur (AAS), lo que facilita el ingreso de partículas con alta energía desde la magnetosfera. Durante la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas, los registros de NOAA-POES de protones con alta energía, indican una intensificación marcada en la región AAS. Este hecho derivó en el análisis de datos registrados por TOMS y UARS-HALOE del contenido de ozono y del nitrógeno en cuatro estaciones localizadas en la zona de la AAS, con el propósito de encontrar algún efecto del ingreso de protones energéticos en la región.
- El ozono total en las cuatro estaciones analizadas muestra una disminución estadísticamente significativa, con valores entre el 4,0 % y el 6,0 % sólo en la TG5. Los resultados indican que la disminución en el contenido total de ozono en la zona AAS depende de la intensidad de la tormenta geomagnética. La disminución en el CTO indicada, coincide con lo observado en latitudes 45° , por López-Puertas et al. (2005); Seppälä et al. (2004); Seppälä et al. (2006), durante los EPSs analizados.
- El comportamiento observado en los perfiles de NO_x y ozono con datos de TOMS y de UARS-HALOE no presentan un patrón en las tormentas estudiadas. Aunque es importante indicar que el día del máximo desarrollo de la tormenta y los días subsiguientes, el comportamiento, tanto del ozono como del NO_x , presenta variaciones marcadas, con incrementos y/o disminuciones que se observan a distintas alturas y que se mantienen en el tiempo los días analizados.

A partir de los resultados del análisis de los efectos sobre el contenido de ozono y NO_x , luego de la ocurrencia de tormentas geomagnéticas intensas, se concluye en primer lugar que los mismos dependen de la intensidad de las perturbaciones estudiadas y de la localización geográfica de cada estación. Además, la producción diurna de O_3 se intensifica al mediodía en algunas estaciones analizadas y sólo durante el desarrollo de las perturbaciones con inyección de partículas con alta energía. Por otro lado, el registro de incrementos significativos en NO_x en condiciones nocturnas y durante eventos protónicos solares, debería producir una disminución en el CTO, pero en nuestro estudio no SIEMPRE se verifica este comportamiento.

Las reducciones en el CTO, observadas durante el día, podrían resultar de la precipitación de partículas y/o a la producción de especies que reaccionan en cadena

destruyendo catalíticamente el ozono por los mecanismos establecidos por precipitación iónica. Los incrementos en CTO, algunos estadísticamente significativos podrían deberse a la producción diurna de ozono primario/secundario, en estaciones iluminadas, donde la radiación es mayor; y/o por la producción de ozono molecular mediante el proceso de 3 cuerpo; y los observados en estaciones ubicadas en latitudes mayores a los 70° S no pueden ser explicados solamente por razones químicas ya que la mayor parte de los aumentos en NO_x ocurren entre el ecuador y los 70° S, por lo cual el ingreso de aire desde latitudes medias podría llevar a la recuperación más que a la pérdida de ozono.

También se puede concluir que la precipitación de partículas energéticas en latitudes medias produciría cambios en la circulación en la atmósfera media, lo que generaría una redistribución y no una reducción del contenido total de ozono como se espera.

Proyección - línea futura del tema de este trabajo

Según el análisis de los perfiles de ozono y NO_x, tanto los aumentos como las disminuciones no pueden vincularse químicamente entre sí. Sería necesario incorporar el estudio del comportamiento de otros trazadores y profundizar en la dinámica de los vientos ecuatoriales que gobiernan la región estudiada, con vientos del oeste (en invierno) seguidos de vientos del este (en verano); y en los cambios en el transporte desde alturas más altas, hechos que tal vez podrían explicar los efectos observados.

Por esto, como proyección del trabajo de tesis se continuará con el análisis de los efectos sobre otras especies químicas, como las componentes hidrogenadas; el metano y las alógenas (como el cloro, flúor, bromo e iodo). La presencia de estas últimas en la atmósfera media resulta del transporte ascendente desde la troposfera de halocarburos que se liberan en la superficie de la Tierra debido a procesos naturales o antropogénicos compuestos que reaccionan con componentes estratosféricos, liberando átomos de halógeno. Lo mencionado llevaría a profundizar el análisis de los efectos químicos del ingreso de partículas con alta energía en la atmósfera media de nuestro planeta.

Por último, se destaca que ahondar en el estudio de los mecanismos dinámicos involucrados en los efectos que se observan en la atmósfera media cuando se intensifica el ingreso de partículas de origen solar, es fundamental para profundizar el conocimiento en esta área.

Satélites e instrumentos a bordo

Satélite ACE (Advanced Composition Explorer)

El satélite Explorador de Composición Avanzada, ACE, fue lanzado el 25 de agosto de 1997, en el Programa Explorer (Explorer-71). Transporta seis sensores de alta resolución y tres instrumentos que monitorean las partículas de baja energía de origen solar y partículas galácticas de alta energía. ACE orbita en el punto L1, punto Lagrangeano o de “libración” (librationpoint) el cual es el punto de equilibrio gravitatorio entre la Tierra y el Sol, está ubicado a una distancia de alrededor 1,5 millones de km desde la Tierra y a 148,5 millones de km desde el Sol. En L1, ACE tiene la principal mirada del viento solar, del campo magnético interplanetario y de las partículas con altas energías aceleradas por el Sol. En la Fig. A.1 I.1 se ilustra la órbita del satélite en el punto L1 y las distancias relativas a la Tierra y al Sol del mismo. Actualmente esta misión meteorológica espacial solar-terrestre de la NASA todavía está en órbita.

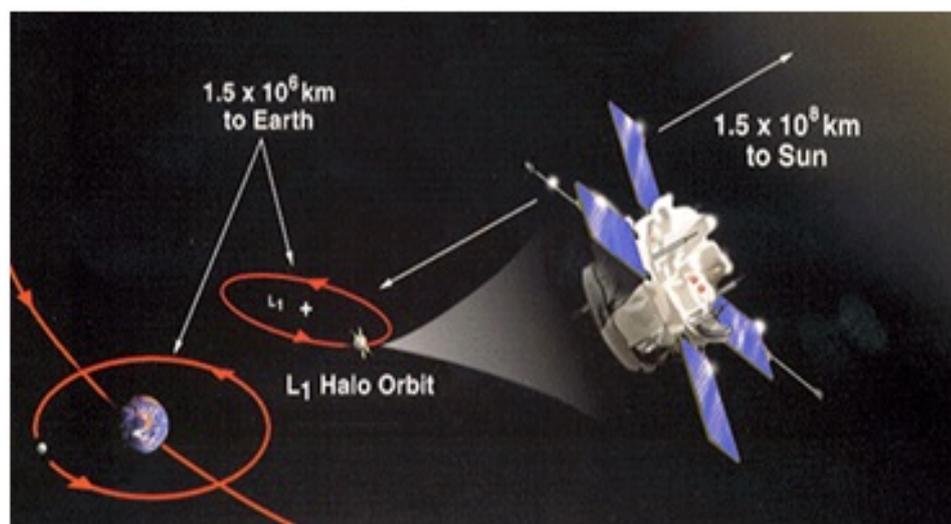


Figura A.1: Ilustración de la órbita del satélite ACE en el punto L1 y las distancias relativas del mismo a la Tierra y al Sol . http://www.srl.caltech.edu/ACE/ace_mission.html.

Satélites POES (Polar Orbiting Environmental Satellites)

El programa, NOAA/POES, se inició en 1978. Desde entonces se han lanzado varios satélites para reemplazar y complementar los satélites más antiguos. El sistema de satélite POES ofrece la ventaja de la cobertura global diaria, haciendo órbitas casi circulares, polares, sincrónicas con el Sol, 14 veces al día aproximadamente a una altura nominal de ~ 800 - 850 km de altura y un período orbital de 1 h 42 min. La rotación de la Tierra permite al satélite ver una vista diferente con cada órbita, y cada satélite proporciona dos vistas completas del estado del tiempo alrededor del mundo cada día (Fig. A.2). El programa de Satélites Ambientales de Orbita Polar, POES, gestiona la construcción, integración y lanzamiento de los satélites e instrumentos NOAA (AVHRR, HIRS, MSU, AMSU, SEM entre otros). NOAA se encarga de todas las operaciones, recepción, archivo y distribución de los datos obtenidos por ellos. Actualmente NOAA se encuentra asociado con la Organización Europea para la Explotación de Satélites Meteorológicos (EUMETSAT) para operar constantemente dos satélites de órbita polar - un satélite POES y un satélite europeo de órbita polar llamado Metop.

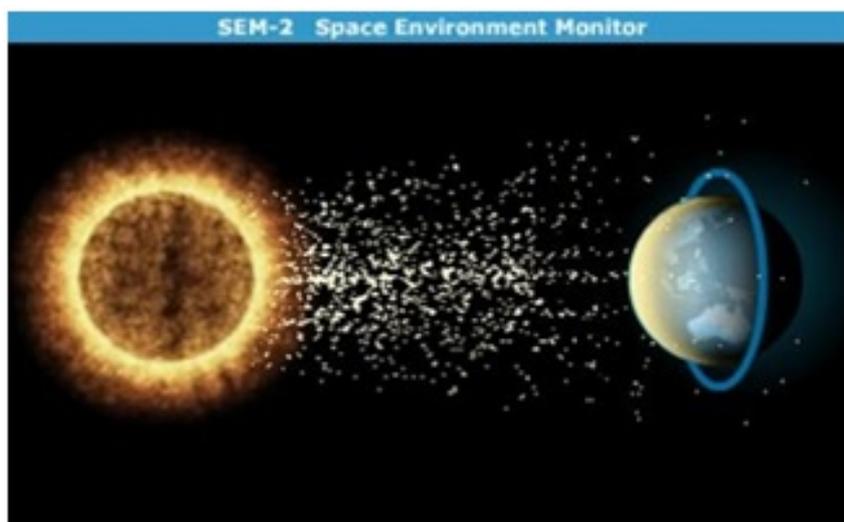


Figura A.2: Esquemática de la órbita de los satélites POES. http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/The_Living_Planet_Programme/Meteorological_missions/MetOp/About_SEM-2.

Según la convención de NOAA todos los satélites se designan con una letra antes de alcanzar órbita. El nombre de la letra se convierte en un número al alcanzar la órbita. Por ejemplo, NOAA-M, lanzado el 24 de junio de 2002, fue redesignado como NOAA-17.

Los períodos de cobertura de los satélites NOAA que han medido las partículas energéticas se dan en la Tabla A.1

Los instrumentos denominados SEM (Space Environment Monitor) estuvieron a

Tabla A.1: Períodos de cobertura de los satélites NOAA POES.

Satélite	Periodo de cobertura	Innovación
TIROS-N	02 noviembre 1978 – 28 febrero 1981	(Introducción del SEM-1)
NOAA-06	27 junio 1979 – 21 noviembre 1986	
NOAA-07	07 noviembre 1981 – 10 febrero 1985	
NOAA-08	01 mayo 1983 – 21 octubre 1985	
NOAA-10	21 octubre 1986 – 31 agosto 1991	
NOAA-12	01 junio 1991 – 30 diciembre 2001	
NOAA-14	11 enero 1995 – 31 diciembre 2004	
NOAA-15	01 julio 1998 – presente	(Introducción del SEM-2)
NOAA-16	01 octubre 2001 – presente	
NOAA-17	01 julio 1998 – presente	
NOAA-18	07 Junio 2005 – presente	
MetOp-02	12 marzo 2006 – presente (METOP-A)	
NOAA-19	23 febrero 2009 – presente	
MetOp-01	09 marzo 2013 – presente (METOP-B)	

bordo de los satélites POES hasta NOAA-14 y SEM/2 (Space Environment Monitor - 2) a partir de NOAA-15 en adelante y en MetOp. SEM/2 es un paquete de instrumentos que incluye un Detector de Protones y Electrones de Energía Media, MEPED (Medium Energy Proton y Electron Detector), el detector de Energía Total, TED (Total Energy Detector) para medir los flujos de protones y electrones a nivel de plataforma y se añadió un detector omnidireccional. El SEM-2 es una mejora significativa del SEM-1 que operó a bordo de TIROS desde 1978-2004. Las observaciones del SEM-2 a bordo de los satélites POES, se encuentran disponibles desde el 1 de julio de 1998. El instrumento TED mide flujos de partículas aurales de menor energía por debajo de 20 keV y MEPED mide las partículas de energía más altas. MEPED consiste en dos detectores separados que miden electrones energéticos en un rango de energía nominal de 30 keV-2,5 MeV en tres canales de energía integral, y protones energéticos a un rango de energía nominal de 30 keV hacia arriba en seis canales de energía diferenciales (en el antiguo paquete SEM-1 MEPED sólo tenía cinco canales de protones diferentes). Los rangos de energía nominal de los canales detectores de electrones (e) y protones (p) (para SEM-2 y SEM-1) se dan en la Tabla A.2. No se implementa separación de carga/masa en MEPED de modo que el detector de protones también mide los iones más pesados.

Los protones y electrones MEPED se miden mediante detectores ubicados en direcciones casi ortogonales con un tiempo de muestreo de 2 segundos. Los detectores de 0° están ensamblados de manera paralela al vector radial Tierra-centro-satélite. Otro conjunto de telescopios, denominados detectores de 90° , se encuentran dispuestos aproximadamente perpendiculares al detector de 0° . El domo para realizar mediciones omnidireccionales está instalado también paralelo a los telescopios de 0° . Los telescopios

Tabla A.2: Rangos de energía nominal del instrumento MEPED SEM-2. Los rangos de energía para la versión SEM-1 de la instrumentación son los mismos, excepto cuando se indique lo contrario. Los canales P se refieren al detector de protones y los canales E al detector de electrones. Ambos detectores son sensibles a ambas especies de partículas hasta cierto punto. La eficiencia de conteo de protones de los canales de electrones es del 100%. (*)El constructor del instrumento estima que la eficiencia nominal de conteo de electrones de los canales P6 (SEM-2, P5 en SEM-1) es aproximadamente del 30% de los electrones relativistas entrantes. La sensibilidad de los canales P1-P3 a los electrones energéticos es insignificamente pequeña y P4-P5 (P4 en SEM-1) no son sensibles a los electrones.

Canal de energía	Rango de energía nominal de protones	Direccionalidad	Rango de energía nominal de electrones que contaminan
P1	30–80 keV	0°, 90°	-
P2	80 - 240 keV (80 keV–250 keV para SEM1)	0°, 90°	-
P3	240–800 keV (250 keV–800 keV para SEM1)	0°, 90°	-
P4	800–2500 keV	0°, 90°	-
P5	2500–6900 keV	0°, 90°	>800 keV para SEM1
P6	>6900 keV (ningún P6 en SEM1)	0°, 90°	>700 keV
P6 _{omni}	>16 MeV (ningún P6 en SEM1)	0°, 90°	>800 keV
P7 _{omni}	>36 MeV (ningún P7 en SEM1)	0°	-
Canal de energía	Rango de energía nominal de electrones	Direccionalidad	Rango de energía nominal de protones que contaminan
E1	30–2500 keV	0°, 90°	210–2700 keV
E2	100–2500 keV	0°, 90°	280–2700 keV
E3	300–2500 keV	0°, 90°	440–2700 keV

que apuntan en las direcciones de 0° y 90° son de $\pm 15^\circ$ de ancho, mientras que los detectores como omnidireccionales (denominados “omni”) tienen $\pm 60^\circ$ de ancho. Según Asikainen and Mursula (2005) la orientación de los detectores significa que: el detector de 0° mide las partículas alineadas al campo que precipitan a altas latitudes donde las líneas de campo magnético cerca de la Tierra son casi radiales, y el detector de 90° mide partículas localmente atrapadas. En las latitudes bajas, la situación es diferente, de modo que el de 90° mide las partículas alineadas en el campo (ya sea precipitando o subiendo, dependiendo de la dirección del movimiento del satélite y del hemisferio) y el de 0° mide las partículas atrapadas localmente. Las velocidades de conteo utilizadas (partículas/s) se convierten a flujos físicos (partículas/cm² sr s) dividiéndose por el factor geométrico G del detector. Para SEM-1 el factor geométrico es $G = 0,0095 \text{ cm}^2 \text{ sr}$ y para SEM-2, es $G = 0,01 \text{ cm}^2 \text{ sr}$.

El espectrómetro TOMS a bordo de Nimbus-7

<https://science.nasa.gov/missions/toms>
[https://science.nasa.gov/earth-science/earth-science-data/
data-processing-levels-for-eosdis-data-products](https://science.nasa.gov/earth-science/earth-science-data/data-processing-levels-for-eosdis-data-products) https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/TOMSEPOVP_V008/summary

Los datos del espectrómetro de mapeo de ozono total (TOMS) representan el registro primario a largo plazo y continuo de observaciones basadas en satélites disponibles para su uso en el monitoreo de las tendencias mundiales y regionales en el ozono total en los últimos 25 años. Los datos son producidos por el Laboratorio de Atmósferas en el Centro de Vuelo Espacial Goddard de la NASA.

Cuatro instrumentos TOMS sobrevolaron el planeta con éxito. El Espectrómetro TOMS comenzó a tomar medidas de alta resolución del CTO desde el espacio a bordo del satélite Nimbus-7 de la NASA en noviembre de 1978 hasta mayo de 1993 y se continuó con las mediciones con el TOMS a bordo de un satélite ruso Meteor-3 en agosto de 1991 hasta que el instrumento dejó de funcionar en diciembre de 1994. Este instrumento desarrollado por la NASA, mide el ozono indirectamente mediante el mapeo de la luz ultravioleta emitida por el Sol a la que se dispersó desde la atmósfera de la Tierra de vuelta al satélite. El instrumento TOMS ha mapeado en detalle la distribución global de ozono así como el “agujero de ozono” antártico, que se forma de septiembre a noviembre de cada año. Fue lanzado en julio de 1996 a bordo del satélite EarthProbe(TOMS/EP) de la NASA y continúa el mapeo diario de la distribución global del ozono atmosférico de la Tierra. También voló con éxito en el satélite japonés ADEOS desde septiembre de 1996 hasta junio de 1997.

El instrumento TOMS es una sonda de ozono ultravioleta de retrodifusión de segunda generación. TOMS puede medir “columna total de ozono”, la cantidad total de ozono en una “columna” de aire desde la superficie de la Tierra a la parte superior de la atmósfera, bajo todas las condiciones diurnas de observación y geofísicas. Las observaciones de TOMS cubren la región ultravioleta cercana del espectro electromagnético, donde la luz solar es absorbida solo parcialmente por el ozono.

TOMS/EP mide el ozono total al observar tanto la energía solar entrante como la radiación ultravioleta (UV) retrodispersada a seis longitudes de onda. La radiación “retrodispersada” es la radiación solar que ha penetrado en la atmósfera inferior de la Tierra y luego es dispersada por las moléculas de aire y las nubes a través de la estratosfera hacia los sensores del satélite. A lo largo de ese camino, una fracción de los rayos UV es absorbida por el ozono. Al comparar la cantidad de radiación retrodispersada con las observaciones de la energía solar entrante a longitudes de onda idénticas,

los científicos pueden calcular el albedo de la Tierra, la relación de luz reflejada por la Tierra en comparación con la que recibe. Los cambios en el albedo en las longitudes de onda seleccionadas se pueden usar para derivar la cantidad de ozono sobre la superficie.

TOMS realiza 35 mediciones cada 8 segundos, cada una cubriendo de 30 a 125 millas (50 a 200 kilómetros) de ancho en el suelo, ensartadas a lo largo de una línea perpendicular al movimiento del satélite. Casi 200,000 mediciones diarias cubren cada punto de la Tierra excepto las áreas cercanas a uno de los polos, donde el Sol permanece cerca o debajo del horizonte durante todo el período de 24 horas.

La calidad extremadamente alta de los datos de ozono de TOMS también ha ayudado a los científicos a detectar un daño pequeño pero constante a largo plazo en la capa de ozono en varias partes del globo, incluida la mayoría de las áreas densamente pobladas en las latitudes medias septentrionales. Este descubrimiento condujo a la reducción de la producción de productos químicos que agotan el ozono a través de un tratado internacional firmado en Montreal en la década de 1980. Para garantizar que los datos de ozono estarán disponibles durante la próxima década, la NASA continuará con el programa TOMS.

Satélite UARS (Upper Atmosphere Research Satellite)

El satélite de la NASA de investigación de la atmósfera superior (UARS) fue lanzado en septiembre de 1991 a bordo del transbordador espacial Discovery. UARS es el primer experimento espacial exhaustivo jamás construido para la comprensión de la entrada de energía, la química y la dinámica de la atmósfera superior y el acoplamiento entre la parte superior e inferior de la atmósfera de la Tierra. Se centró en los procesos que conducen al agotamiento de la capa de ozono, complementando y amplificando las mediciones del ozono total realizadas por TOMS. La nave se desplazó en una órbita circular terrestre de aproximadamente 600 kilómetros, inclinada 57° grado al ecuador (Fig. A.3).

El satélite cesó sus operaciones el 12 de diciembre de 2005 después de 14 años de recopilar datos sobre la atmósfera terrestre y sus interacciones con el Sol. La nave llevó consigo 10 instrumentos científicos para recopilar datos sobre una variedad de productos químicos, incluyendo dióxido de carbono, ozono, cloro, metano, óxidos de nitrógeno y clorofluorocarbonos. Entre ellos el experimento de Ocultación de Halógenos, HALOE (HALogen Occultation Experiment) monitoreaba las distribuciones verticales del ozono y los gases traza de la atmósfera superior que afectan la distribución global del ozono midiendo la reducción en la intensidad de la energía del Sol en bandas espectrales seleccionadas a medida que pasaba a través de la atmósfera terrestre.

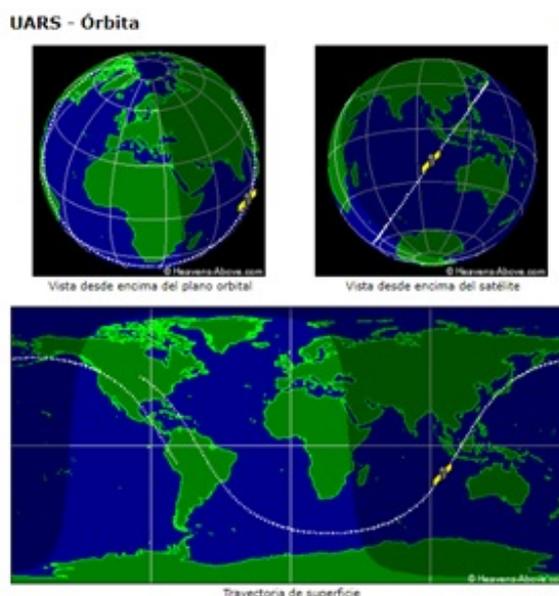


Figura A.3: Trayectoria orbital del satélite UARS, indicada por la línea punteada, del sábado 24 de septiembre de 2011 2:37:01 TU, en su órbita número 10918.

El instrumento HALOE a bordo del Satélite de Investigación de la Alta Atmósfera (Upper Atmosphere Research Satellite, UARS) utiliza el principio de ocultación solar y sondea la estratosfera, la mesosfera y la termosfera inferior.

Serie SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet)

El sistema de observación de dispersión ultravioleta solar (SBUV) consta de una serie de instrumentos que miden el perfil de ozono desde el suelo hasta la parte superior de la atmósfera. Todos los datos se han recuperado utilizando el algoritmo de la Versión 8.6 (publicado en la primavera de 2012). Las mediciones se informan como cantidades de ozono de columna parcial en capas de presión definidas. El ozono total de la columna es la suma de las cantidades parciales de la columna. Se utilizan tres versiones del instrumento SBUV en la serie, pero la técnica de medición fundamental es la misma durante la evolución del instrumento de BUV a SBUV/2. Un instrumento de próxima generación, el Oadir Mapping Profiler Suite (OMPS) Nadir Profiler, continuará la serie SBUV.

Debido a que los instrumentos SBUV solo se ven en el nadir, se necesitan aproximadamente dos semanas para proporcionar una cobertura global completa, a diferencia de los instrumentos tipo TOMS que proporcionan una cobertura global diaria. El algoritmo de paso elevado para los datos SBUV se ha creado para devolver valores diarios de paso elevado, incluso si las mediciones SBUV no están directamente encima de la

estación terrestre.

Los valores de ozono ponderados se informan para el ozono total de la columna, así como para 21 capas de SBUV. El valor de ozono de la columna y los valores para cada capa se informan en unidades Dobson. También hay un producto de paso elevado separado que produce una proporción de mezcla de volumen de ozono en partes por millón (PPMV) a 15 niveles de presión de 50.0 a 0.5 hPa, así como el ozono total de la columna. La distancia ponderada (en km) desde la estación terrestre se informa con cada valor de paso elevado y se puede utilizar para filtrar los datos. Para las comparaciones a largo plazo con los datos de la estación terrestre, se ha encontrado que el filtrado en el parámetro de distancia no es necesario ya que el término de ruido permanece esencialmente igual a medida que se reduce el número de puntos de datos.

Evolución de las RA durante las TGs

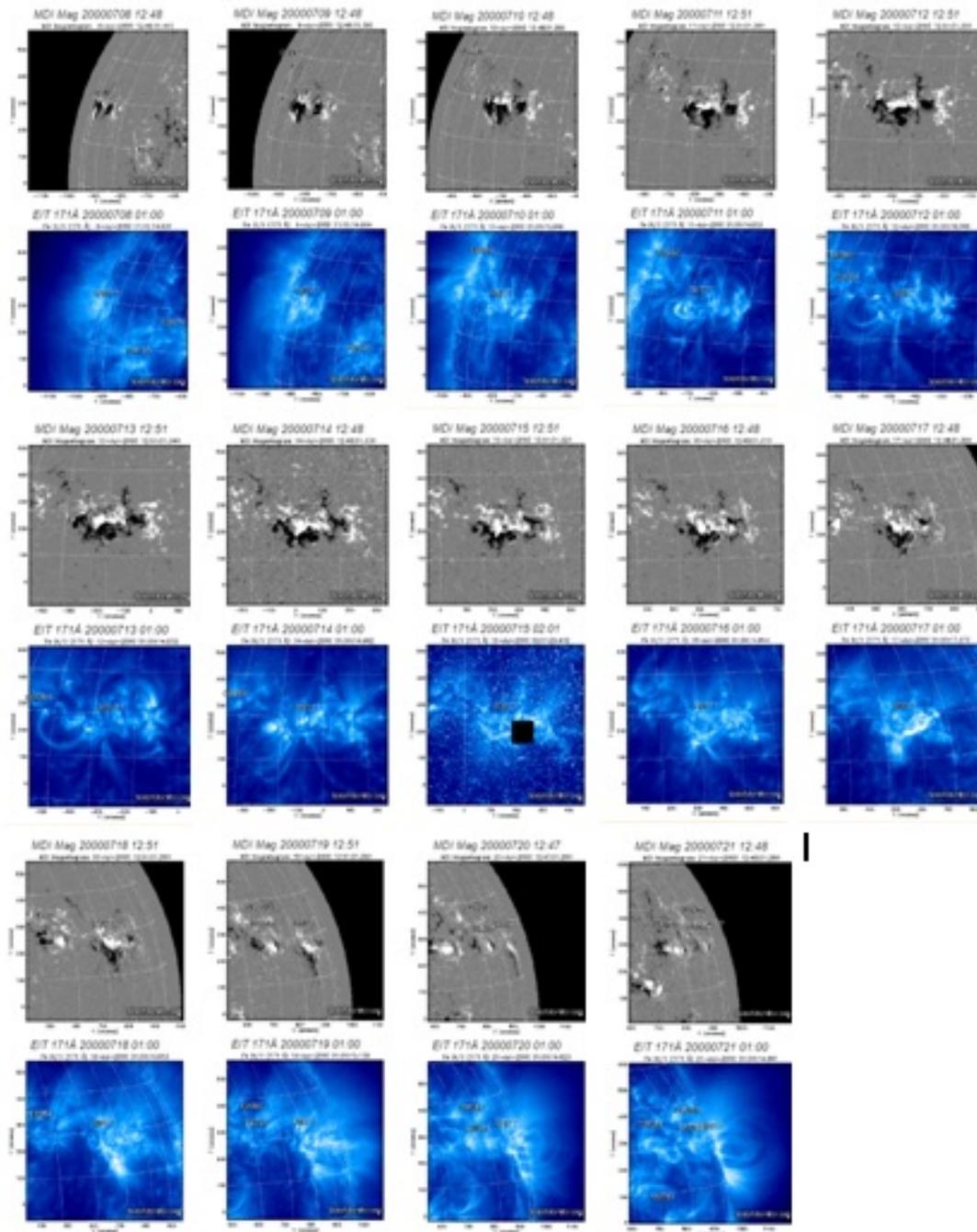


Figura B.1: Evolución de la Región Activa (RA) 09077 a partir de su aparición el día 8 de julio de 2000. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20000708®ion=09077>.

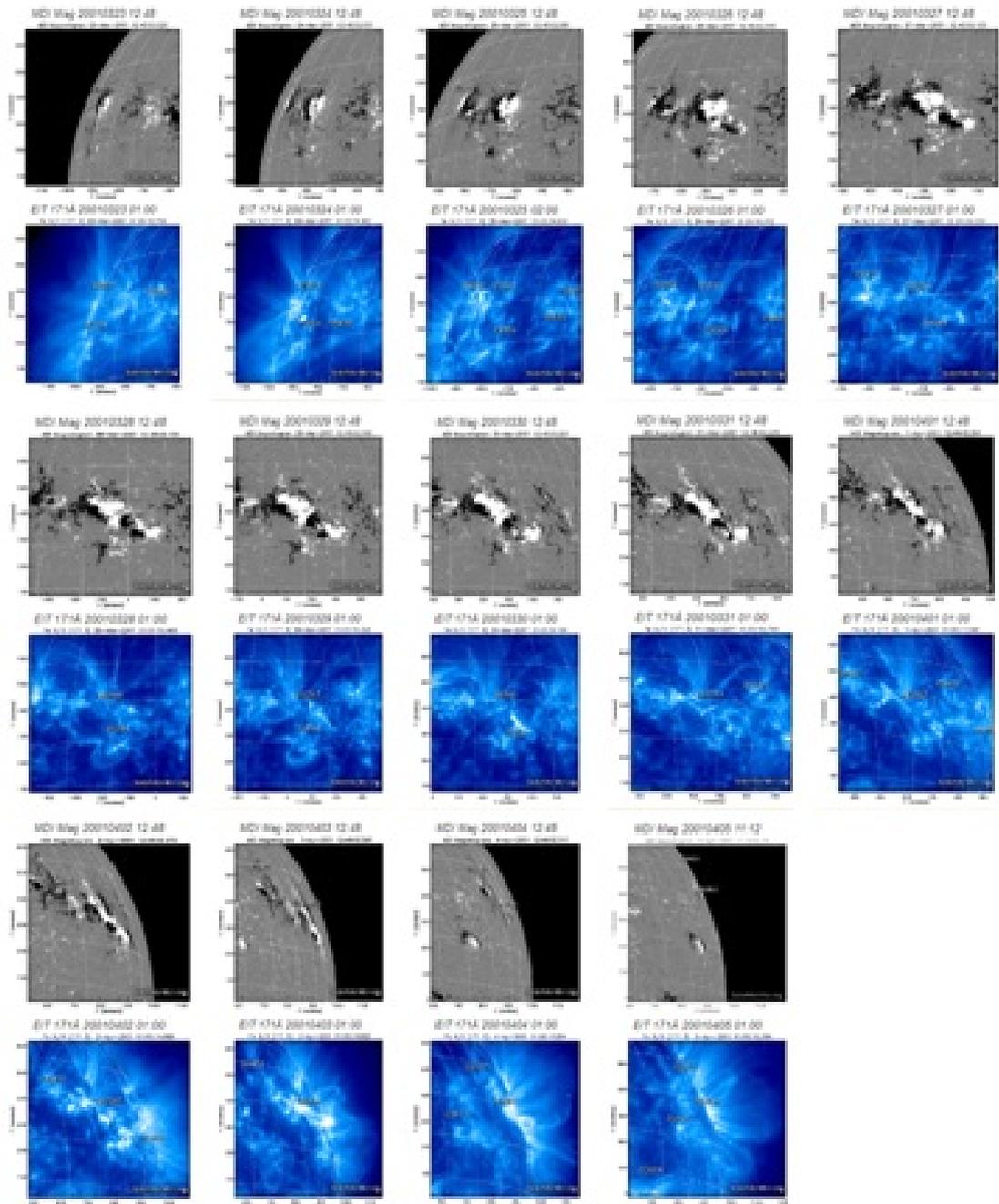


Figura B.2: Evolución de Región Activa (RA) 09393 a partir de su aparición el día 23 de marzo de 2001. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20010323®ion=09393>.

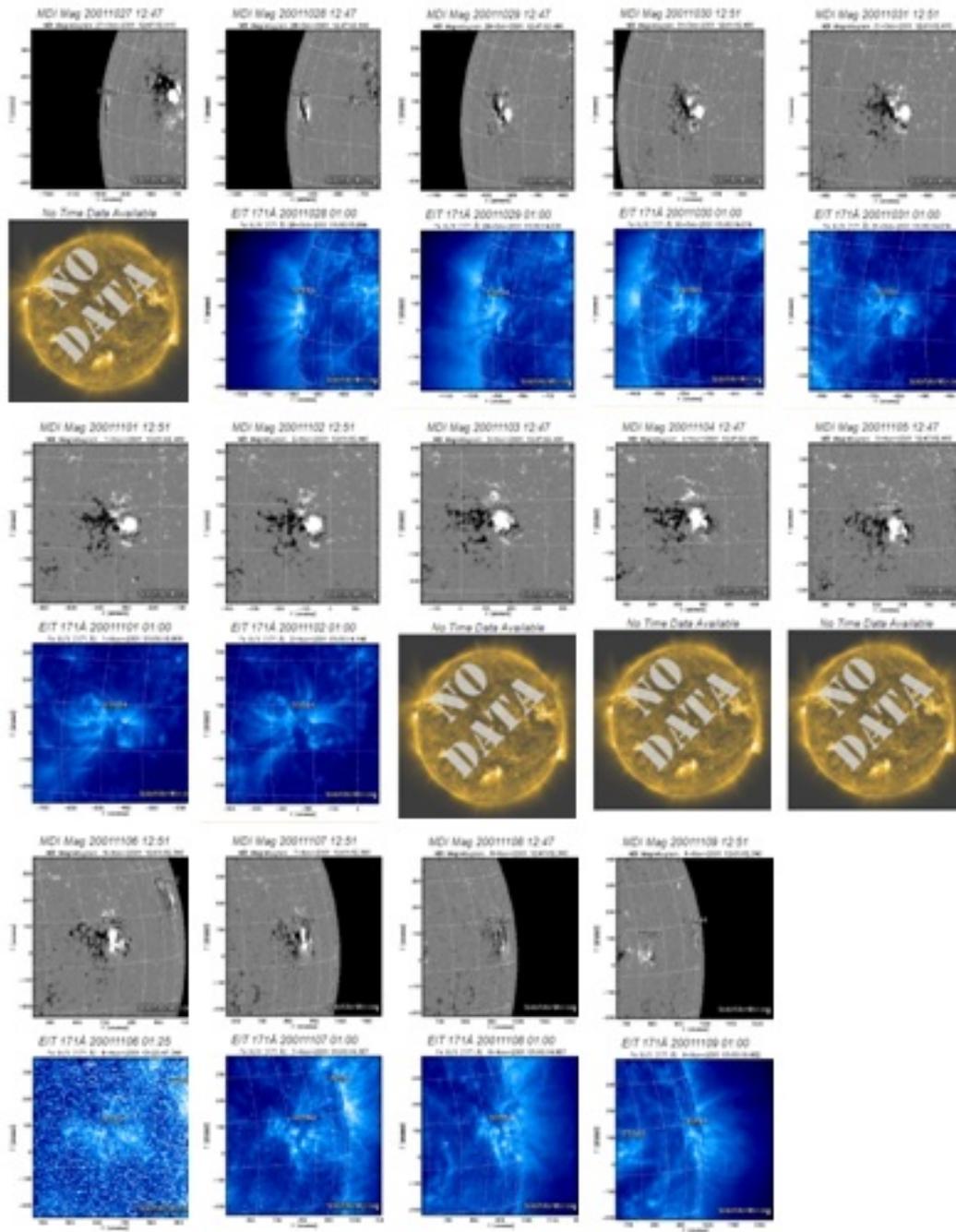


Figura B.3: Evolución de Región Activa (RA) 9684 a partir de su aparición el día 27 de octubre de 2001. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20011027®ion=09684>.

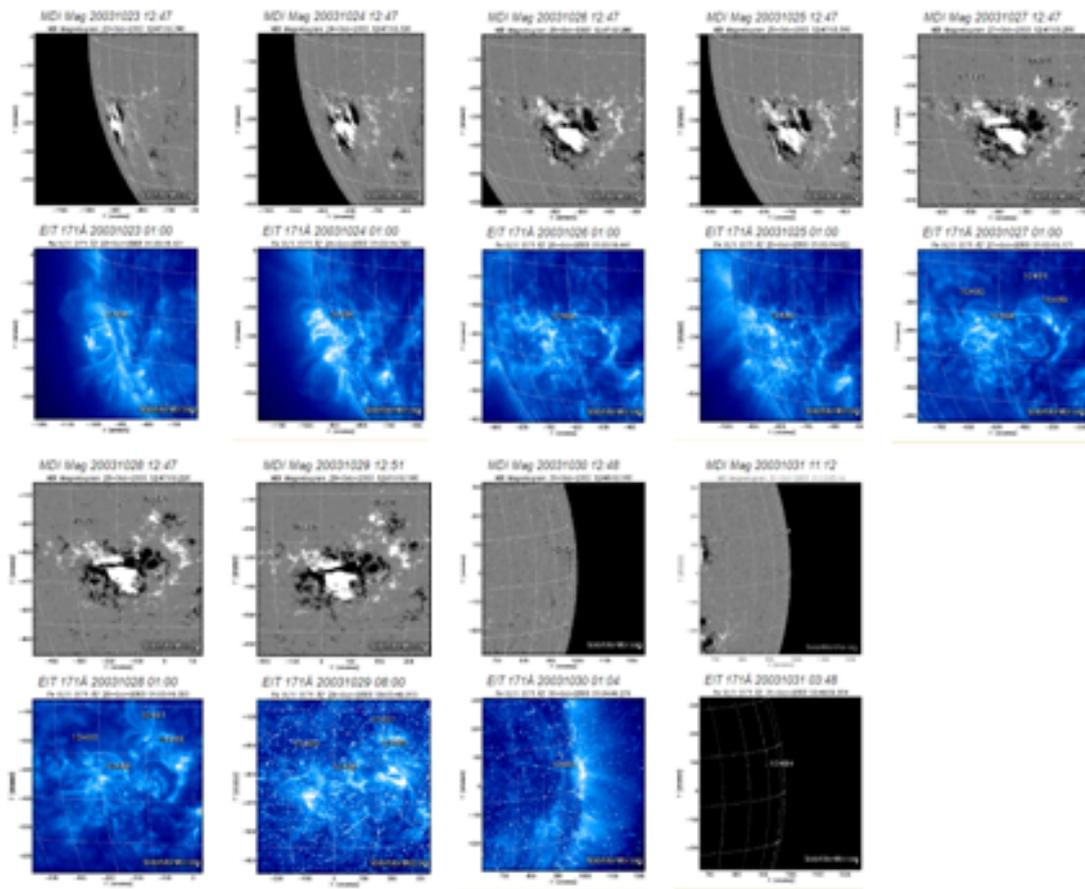


Figura B.4: Evolución de Región Activa (RA) 10486 a partir de su aparición el día 23 de octubre de 2003. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20031023®ion=10486>.

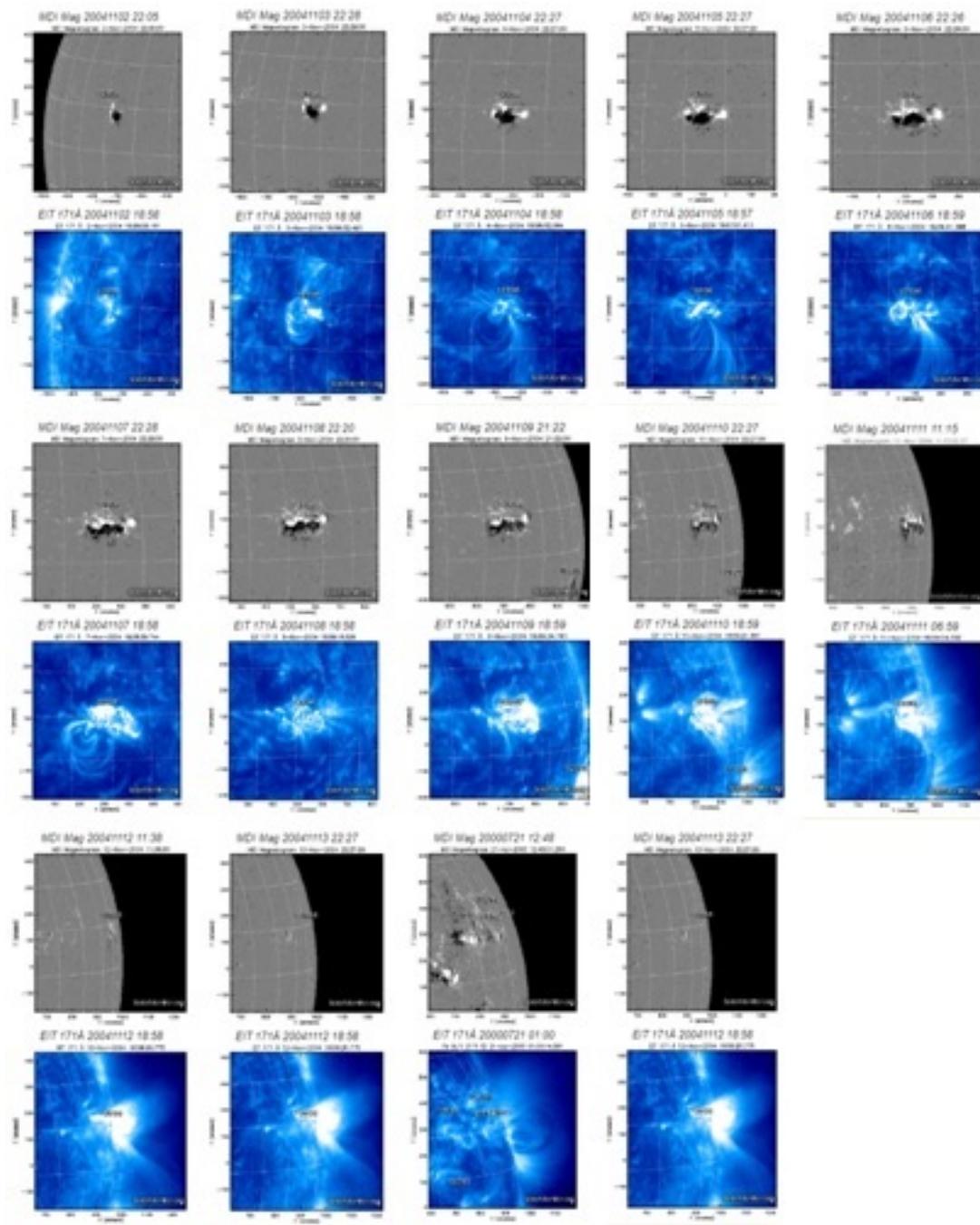


Figura B.5: Evolución de Región Activa (RA) 10501 a partir de su aparición el día 14 de noviembre de 2003. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20031114®ion=10501>.

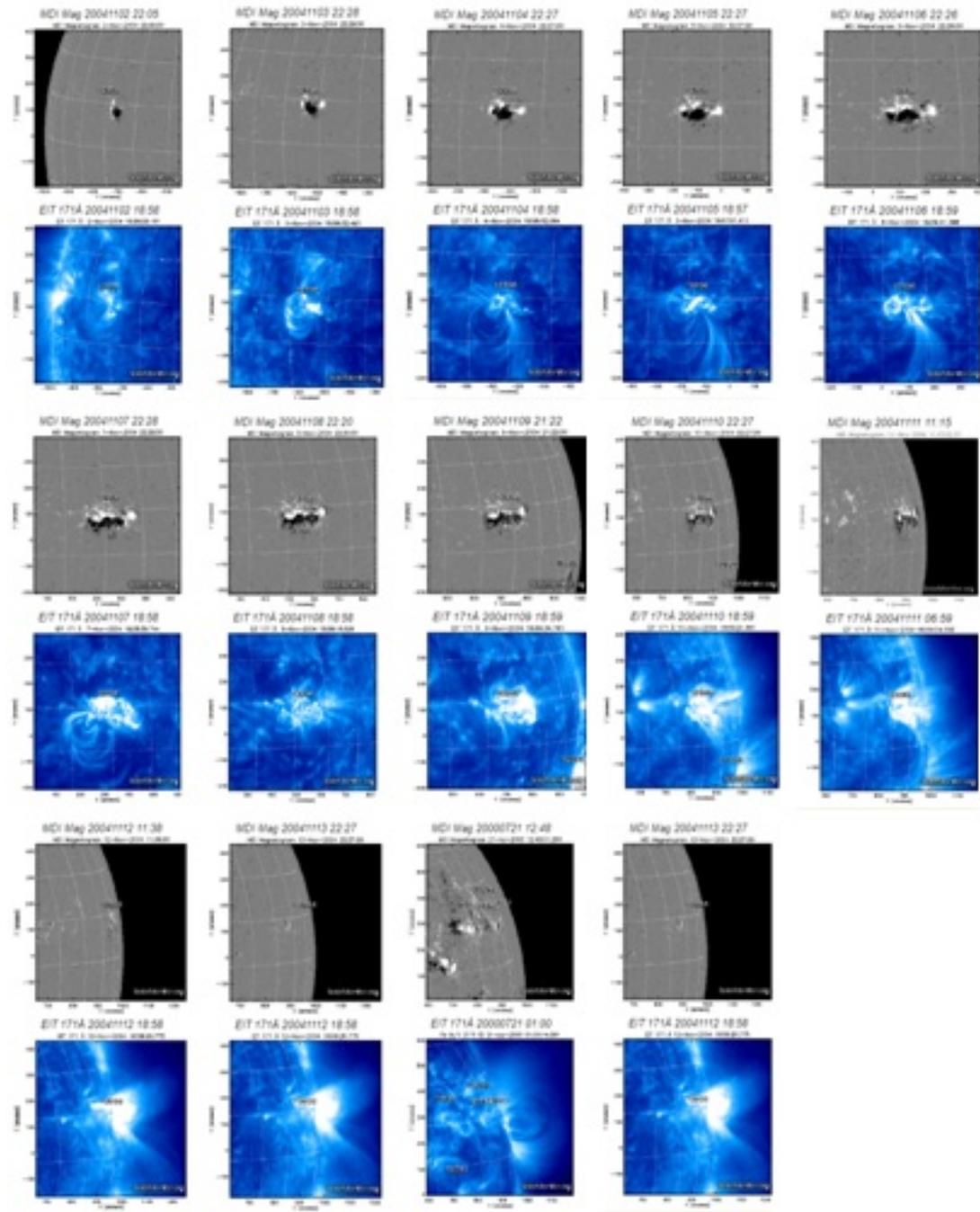


Figura B.6: Evolución de Región Activa (RA) 10696 a partir de su aparición el día 02 de noviembre de 2004. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20000714®ion=10696>.

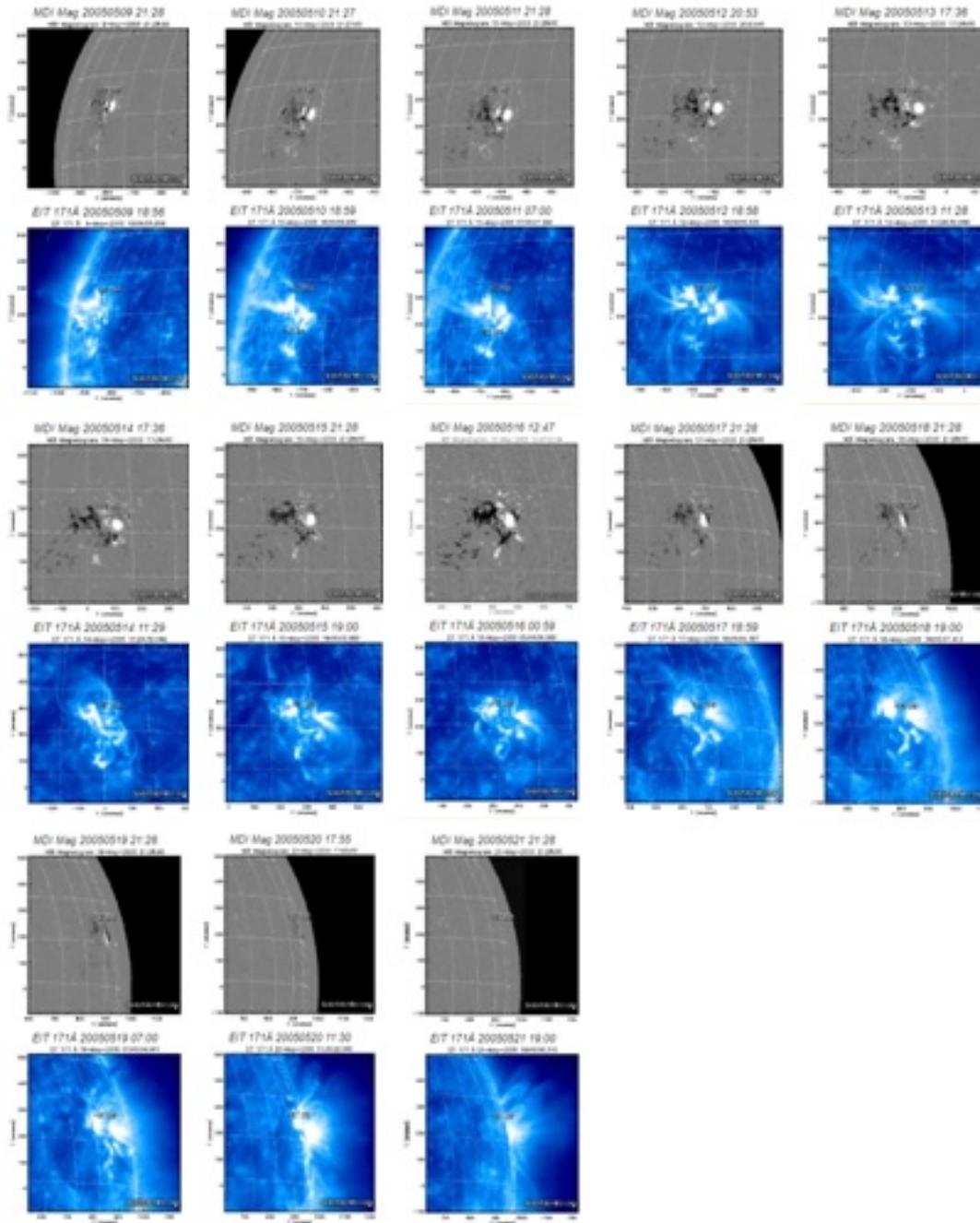


Figura B.7: Evolución de Región Activa (RA) 10759 a partir de su aparición el día 09 de mayo de 2005. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20000714®ion=10759>.

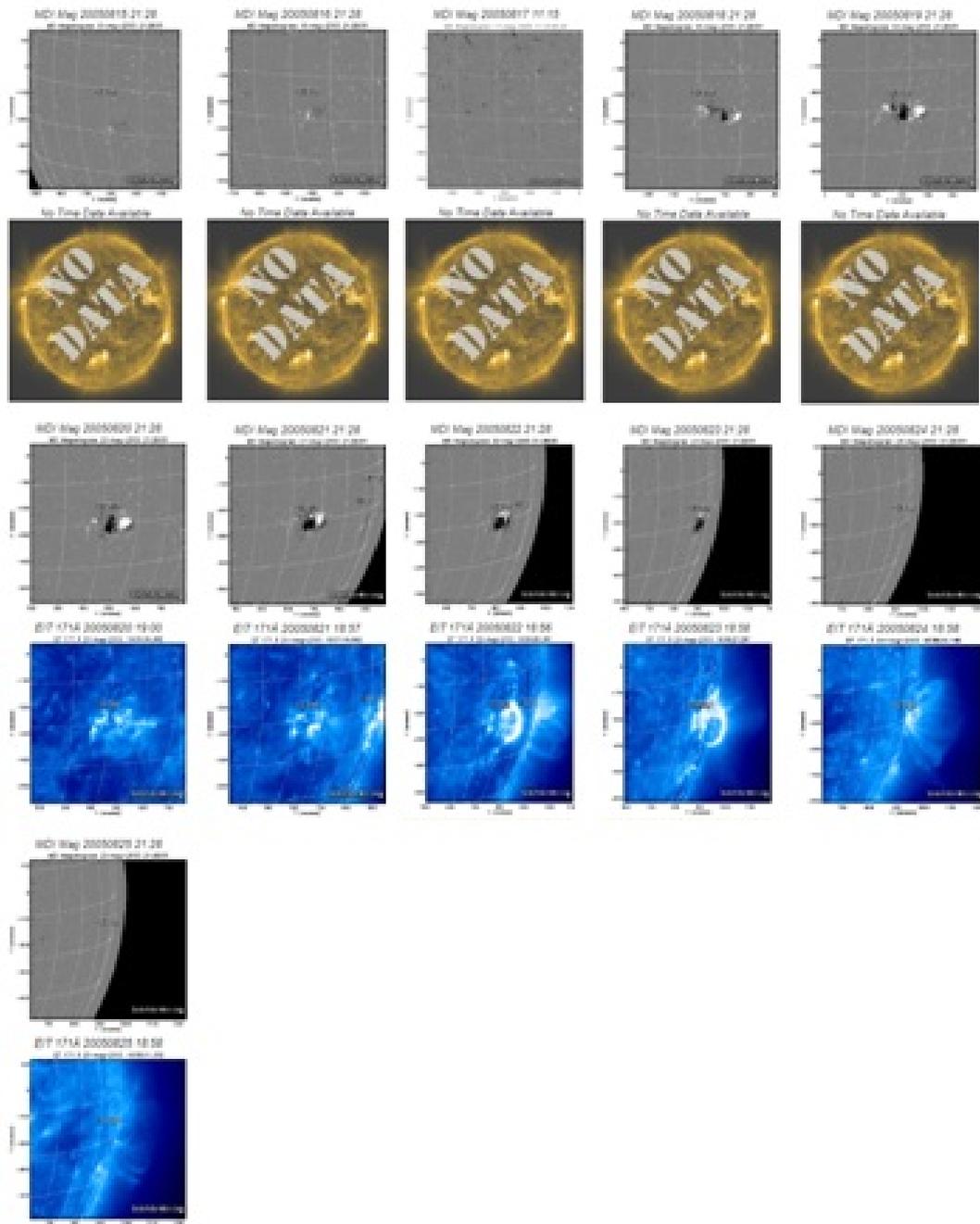


Figura B.8: Evolución de Región Activa (RA) 10798 a partir de su aparición el día 15 de agosto de 2005. <https://www.solarmonitor.org/index.php?date=20000714®ion=10798>.

Representación gráfica de la evolución del CTO durante los períodos de TGs

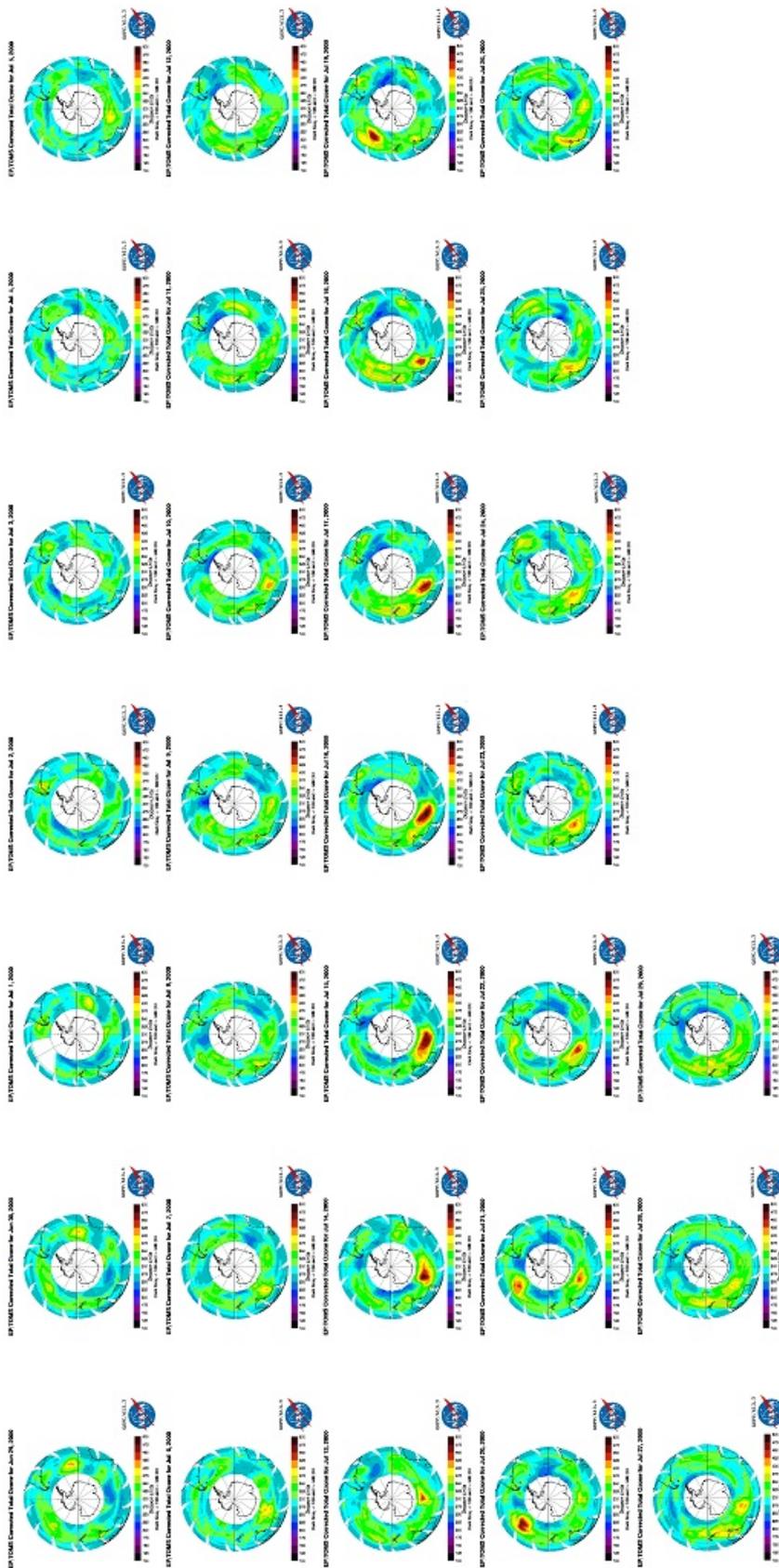


Figura C.1: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 29 de junio y 29 de julio de 2000 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

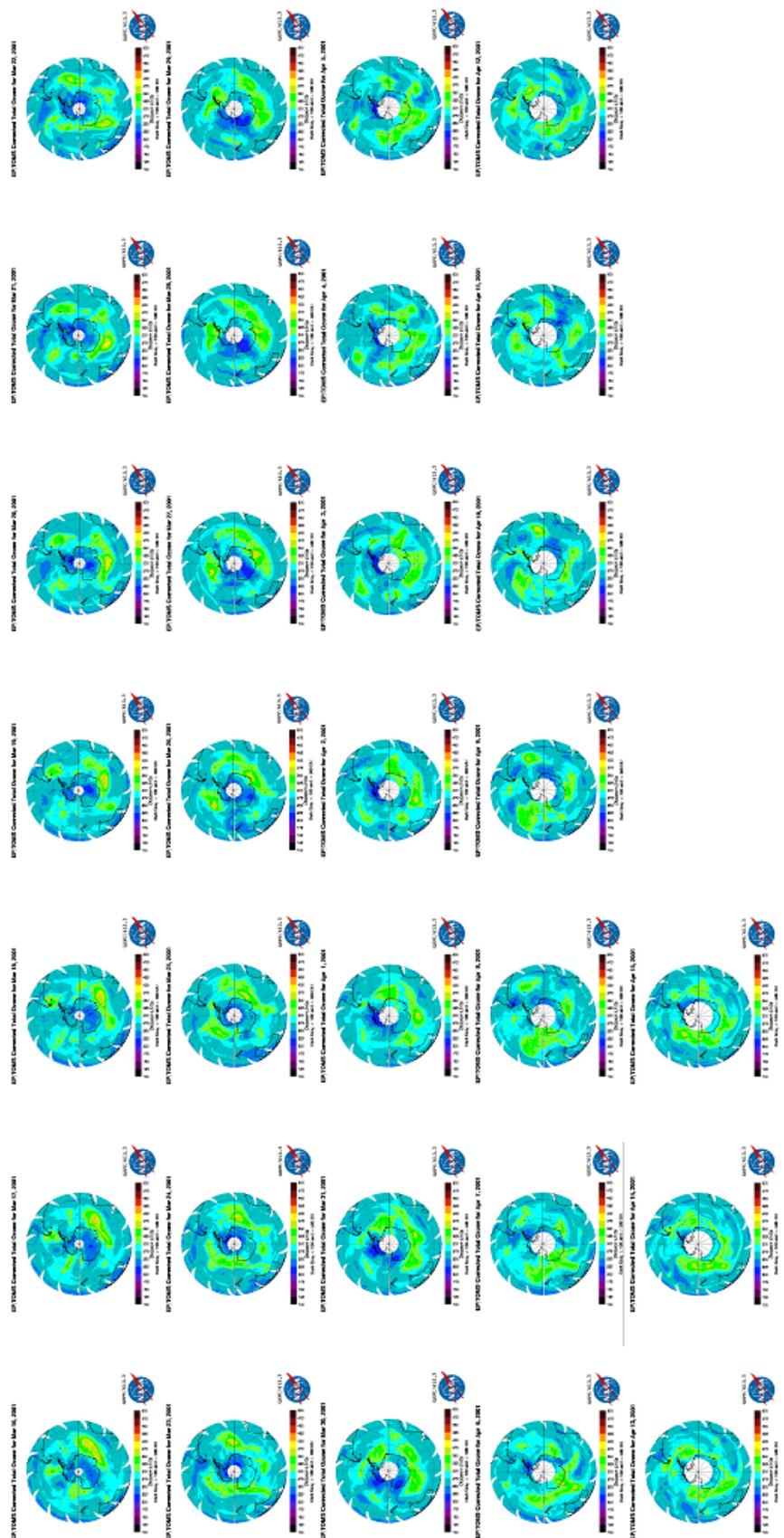


Figura C.2: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 16 de marzo y 15 de abril de 2001 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

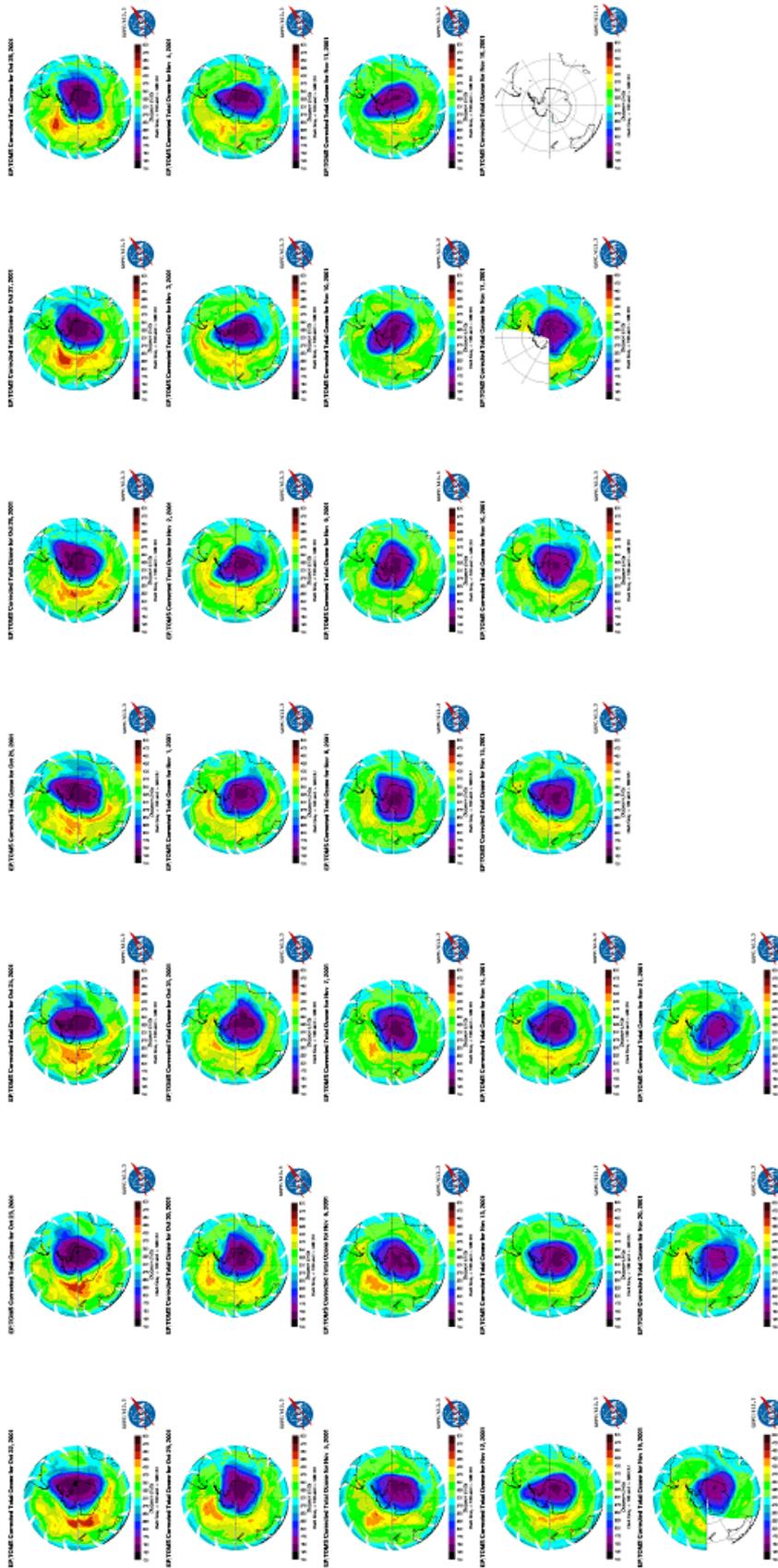


Figura C.3: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 22 de octubre y 21 de noviembre de 2001 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

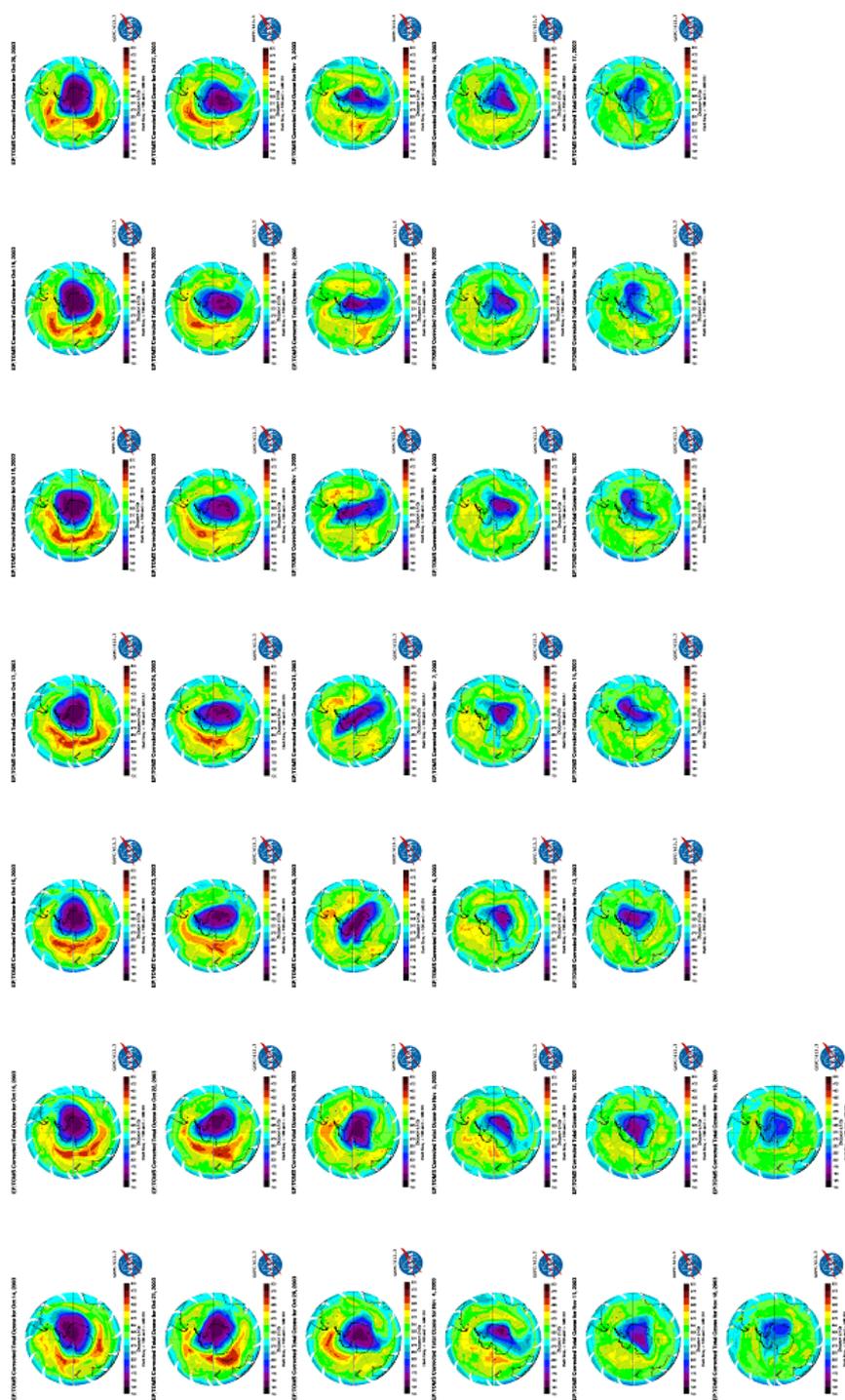


Figura C.4: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 14 de octubre y 19 de noviembre de 2003 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

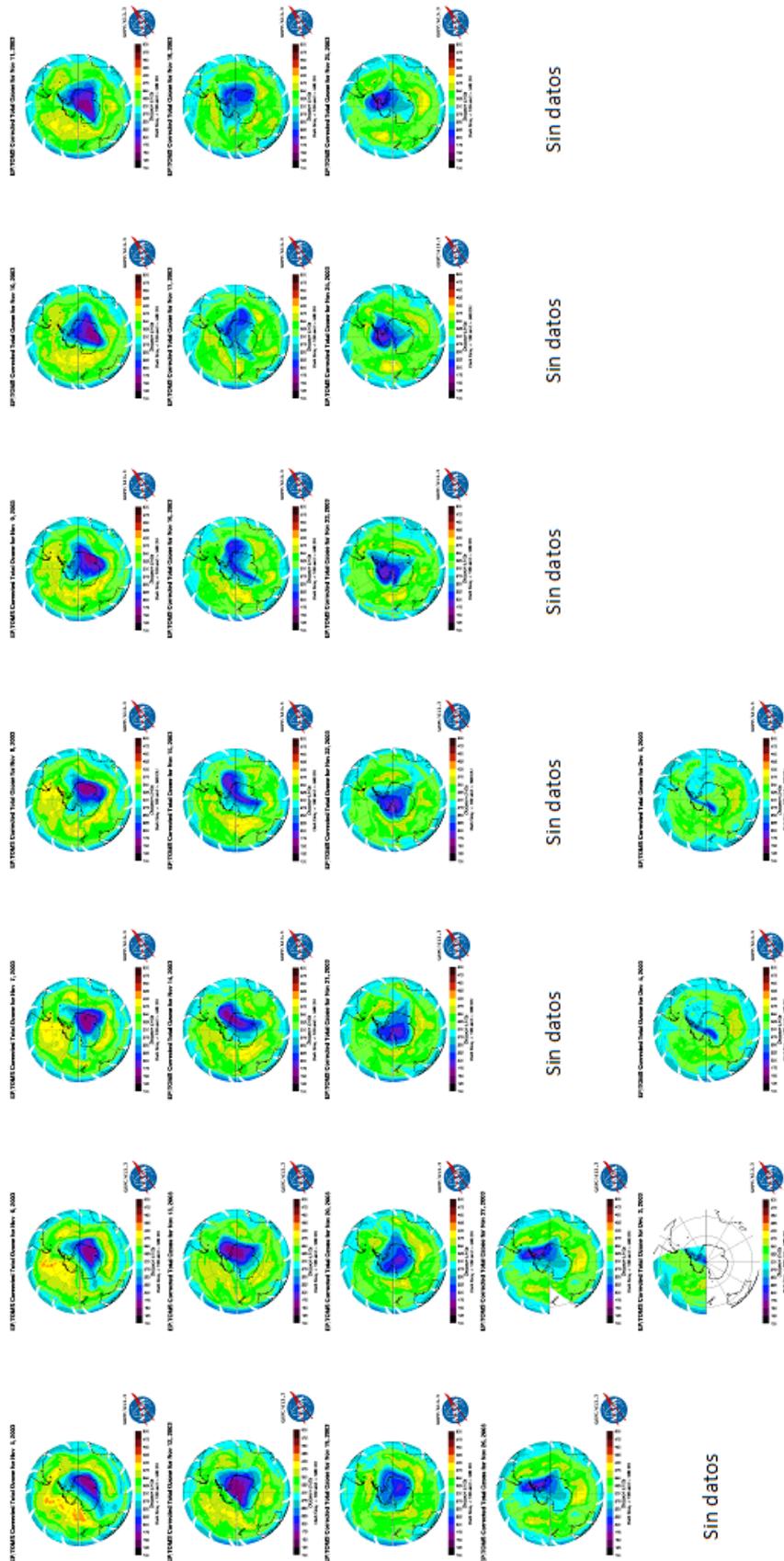


Figura C.5: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 05 de noviembre y 05 de diciembre de 2003 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

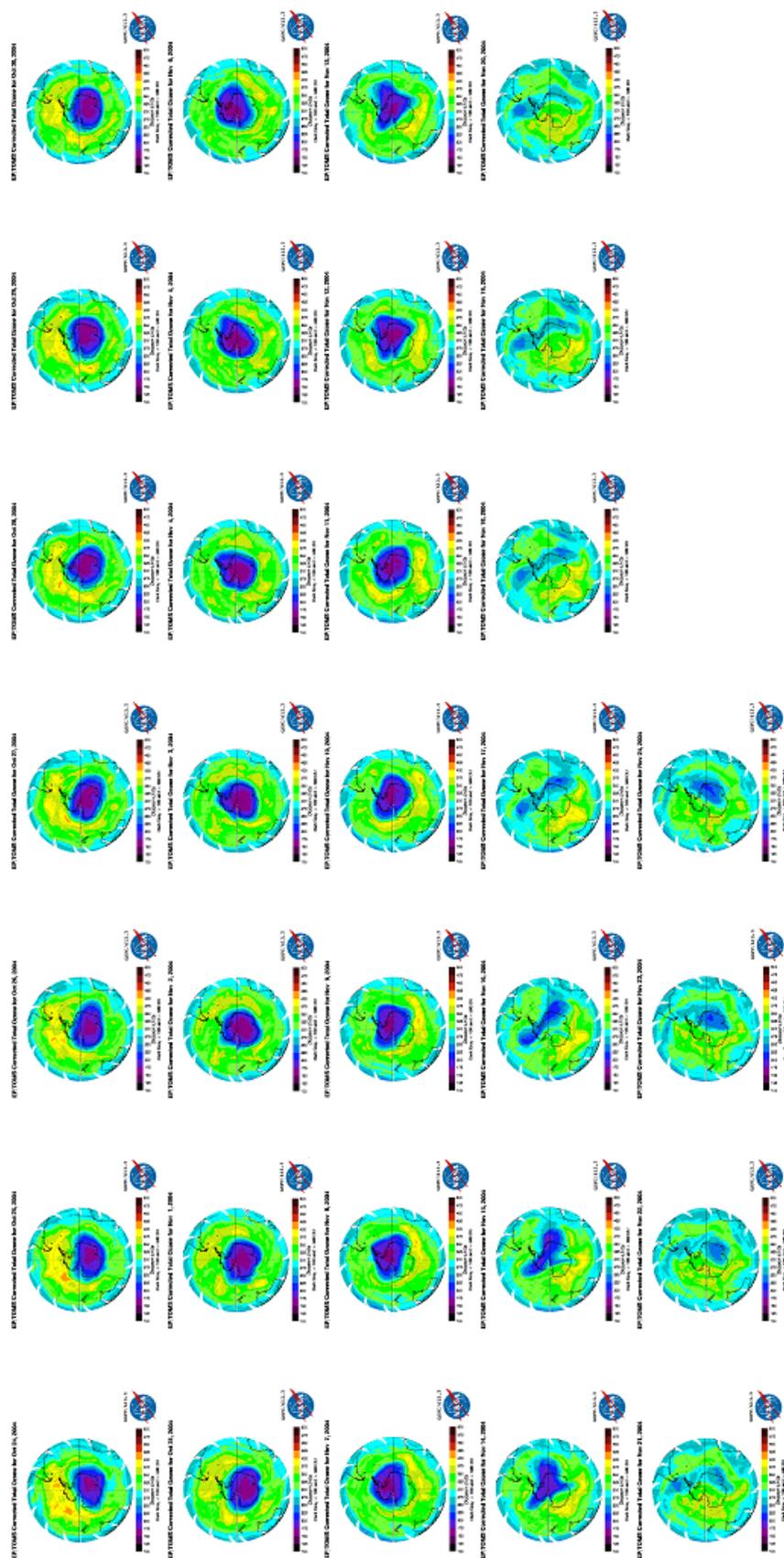


Figura C.6: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 24 de octubre y 24 de noviembre de 2003 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

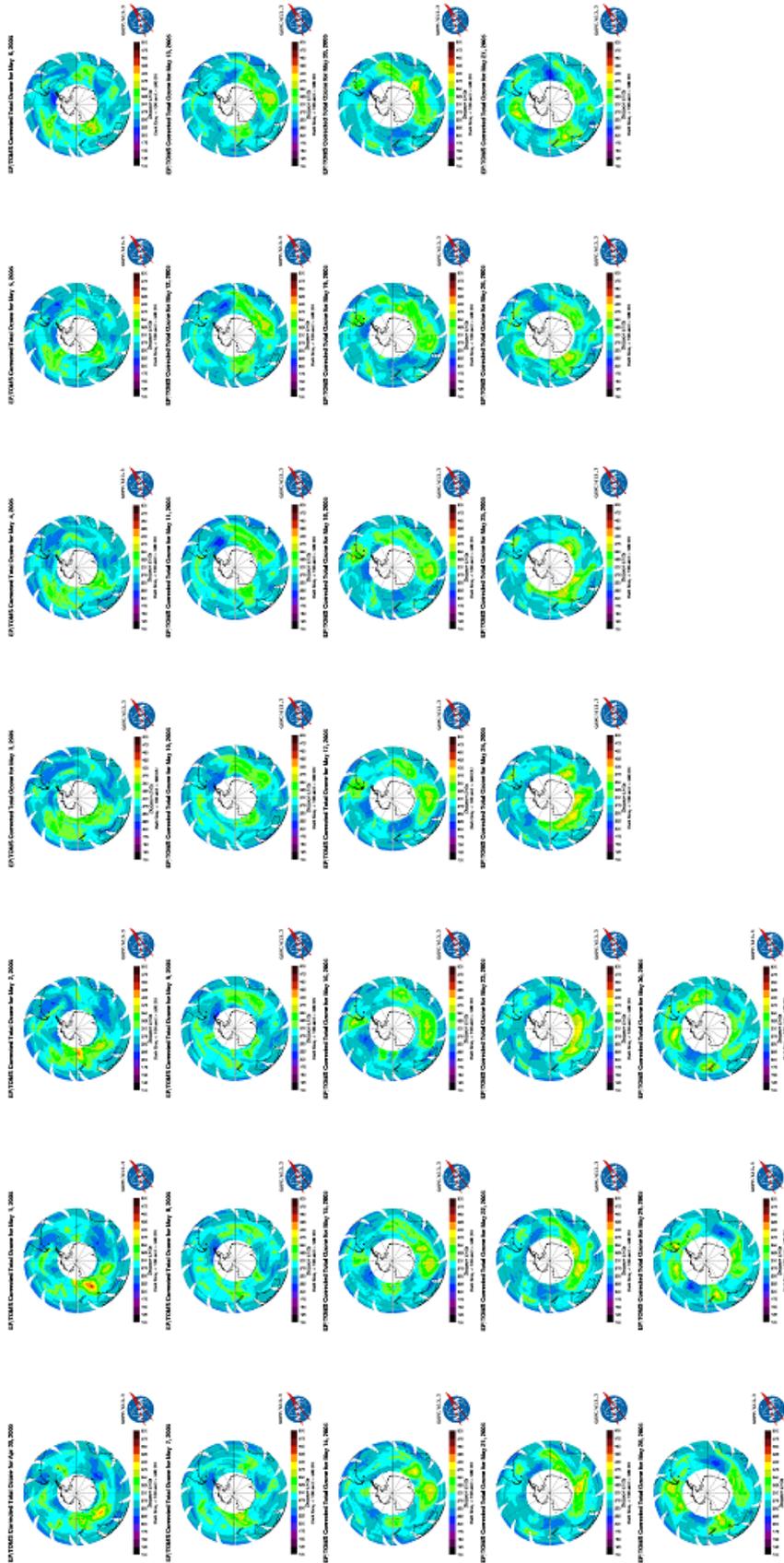


Figura C.7: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el 30 de abril al 30 de mayo de 2005 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

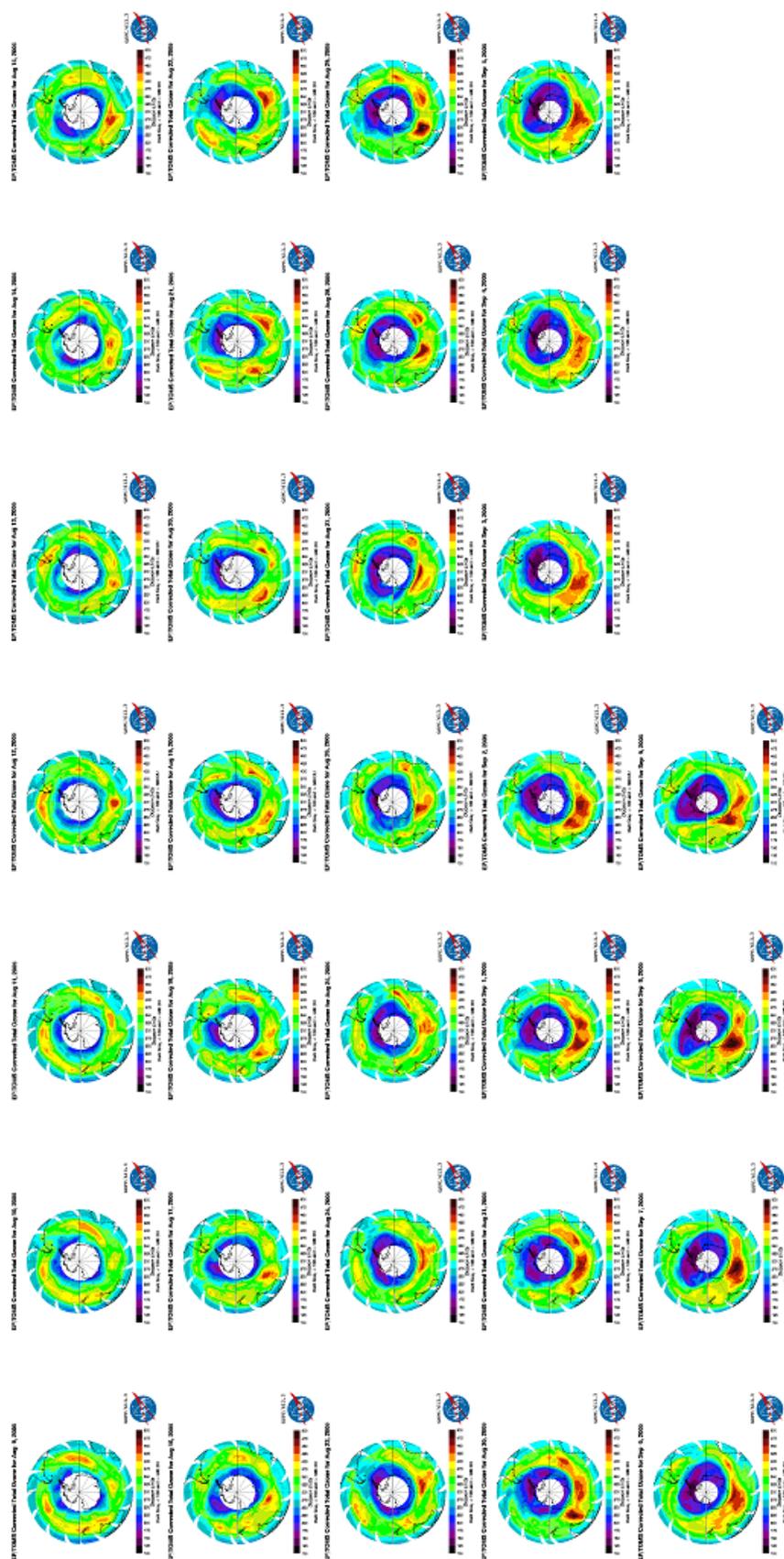


Figura C.8: Representación gráfica de la evolución del CTO en el hemisferio sur durante el período comprendido entre el del 09 de agosto y 09 de septiembre de 2005 (<https://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/data/ozone/>).

Conversión horaria de TU a TL

Latitud Sur	N° Estación	Estación	Coord. Geográficas		INVIERNO		OTOÑO		PRIMAVERA			
			Lat	Lon	TG1	TG8	TG2	TG7	TG3	TG4	TG5	TG6
50° a 55°	677	Lago Rodc, Argentina	-50,53	-72,72	5:54	15:49	11:43	0:34	12:09	7:24	3:09	14:09
	703	Punta Arenas, Chile	-53,03	-70,85	6:01	15:56	11:51	0:41	12:16	7:31	3:16	14:16
	211	King Edward Point (UK)	-54,52	-36,50	8:19	18:14	14:08	2:59	14:34	9:49	5:34	16:34
	29	Macquarie Is. (Australia)	-54,83	158,95	21:20	07:16 (23/8)	03:10 (30/3)	16:01	03:35 (5/3)	22:50	18:35	05:35 (8/11)
55° a 60°	339	Ushuaia, Argentina	-54,90	-68,30	6:11	16:07	12:01	0:52	12:26	7:41	3:26	14:26
60° a 65°	No se consignan estaciones											
	351	King George Is., Ant. (Uruguay)	-62,18	-58,90		16:44	12:39	1:29	13:04	8:19	4:04	15:04
	233	Mariamblo, Ant. (Argentina)	-64,23	-56,72		16:53	12:47		13:13	8:28	4:13	15:13
	698	Palmer Station, Ant. (USA)	-64,77	-64,07		16:23	12:18		12:43	7:58	3:43	14:43
	17	Faraday Station, Argentine	-65,25	-64,27		16:23	12:17		12:42	7:57	3:42	14:42
	28	Dumont d'Urville, Ant. (France)	-66,07	140,02		06:00 (23/8)	01:54 (30/3)		02:20 (5/3)	21:35	17:20	04:20 (8/11)
	88	Mirny, Ant. (Russia)	-66,55	93,00		02:52 (23/8)	22:46		23:12	18:27	14:12	01:12 (8/11)
	709	Rothera, Ant. (UK)	-67,57	-68,13		16:07	12:02		12:27	7:42	3:27	14:27
	693	Molodetznyaya, Ant. (Russia)	-67,70	45,90		23:43	19:38		20:03	15:18	11:03	22:03
	454	San Martín, Ant. (Argentina)	-68,13	-67,11		16:11	12:06		12:31	7:46	3:31	14:31
637	Davis, Ant. (Australia)	-68,60	78,00		sin datos	21:46		22:12	17:27	13:12	00:12 (8/11)	
101	Syowa, Ant. (Japan)	-69,00	39,58		23:18	19:13		19:38	14:53	10:38	21:38	
751	Zhongshan, Ant. (PRC)	-69,37	76,37		01:45 (23/8)	21:40		22:05	17:20	13:05	00:05 (8/11)	
323	Neumayer, Ant. (Germany)	-70,65	-8,25		20:07	16:01		16:27	11:42	7:27	18:27	
280	Novolazarevskaya, Ant. (Russia)	-70,77	11,84		21:27	17:22		17:47	13:02	8:47	19:47	
733	Terra Nova Bay (Italy)	-74,44	164,05			03:31 (30/3)		03:56 (5/3)	23:11	18:56	05:56 (8/11)	
644	Dome C (Russia)	-74,80	123,5			00:48 (30/3)		01:14 (5/3)	20:29	16:14	03:14 (8/11)	
57	Halley Bay, Ant. (UK)	-75,52	-26,67			14:48		15:13	10:28	6:13	17:13	
324	Scott Base, Ant.	-77,80	165,6			sin datos		04:02 (5/3)	23:17	19:02	06:02 (8/11)	
314	Belgrano, Ant. (Italy)	-77,87	-34,67			sin datos		14:41	9:56	5:41	16:41	
281	Vostok, Ant.	-78,50	106,90			sin datos		00:07 (5/3)	19:22	15:07	02:07 (8/11)	

Figura D.1: Conversión de TU a TL del inicio de los eventos de partícula (EP) para las TG con EPS asociado y de la EMC para TG5 en las estaciones seleccionadas.

Siglas empleadas en esta tesis

Sigla	Significado
AARDDVARK	Antarctic-Arctic Radiation-belt (Dynamic) Deposition-VLF Atmospheric Research Konsortium
AAS	Anomalía del Atlántico Sur, en inglés SAA
ACE	Advanced Composition Explorer
AE	Auroral Electrojet
AR	Active Region, en español RA
AU	Amplitude Upper
CAM-chem	Community Atmosphere Model with Chemistry
CCM	Community Climate Model
CESM	Community Earth System Model
CMAT	Coupled Middle Atmosphere and Thermosphere
CME	Coronal Mass Ejeccion o en español EMC
CMI	Campo Magnético Interplanetario, en inglés IMF
CR	Cosmic Rays, en español RC
CTIP	Coupled Thermosphere Ionosphere Plasmasphere
CTO	Contenido Total de Ozono, en inglés TOC
CTOR	Contenido Total de Ozono Relativo
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DOE	Department Of the Energy
Dst	Disturbance storm time
DU	Dobson Unit
E	East
EEP	Energetic Electron Precipitation, en español PEE
EIT	Extreme ultraviolet Imaging Telescope
EMC	Eyeección de Masa Coronal, en inglés CME
EMCI	Eyeección de Masa Coronal Interplanetaria, en inglés ICME

Sigla	Significado
EMIC	ElectroMagnetic Ion Cyclotron
EP	Energetic Particles, en español PE
EPP	Energetic Particle Precipitation, en español EPP
EPP-DE	EPP - Direct Efect, en español PPE-ED
EPS	Evento Protónico Solar, en inglés SPE
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ESA	European Space Agency
EUA	Estados Unidos de América
FPI	Fabry-Pérot Interferometer
FUV	Far Ultraviolet
GCM	General Circulation Model
GCR	Galactic Cosmic Ray, en español RCG
GEOTAIL	palabra compuesta por "geo"que significa Tierra y "tail"de magnetotail o cola magnética
GESDISC	Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GMI	Global Modeling Initiative
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GOMOS	Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars
GSFC	Goddard Space Flight Center
GSFC	Goddard Space Flight Center
GSM	Geocentric Solar Magnetospheric
HALOE	HALogen Occultation Experiment
HAO	High Altitude Observatory
HN	Hemisferio Norte
HS	Hemisferio Sur
IAGA	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
ICME	Interplanetary Coronal Mass Ejeccion, en español EMCI
IGRF	International Geomagnetic Reference Field
IMF	Interplanetary Magnetic Field, en español CMI
IMP	Interplanetary Monitoring Platform
ISAMS	Improved Stratospheric and Mesospheric Sounder
Kp	planetarische Kennziffer (vocablo de origen alemán, en español: Índice planetario; en inglés: planetary Index)

Sigla	Significado
LASCO	Large Angle and Spectrometric Coronagraph
LICA	Low energy Ion Composition Analyzer
MAP	Modeling Analysis and Prediction
MAP	Modeling Analysis and Prediction
MAXIS	MeV Auroral X-ray Imaging and Spectroscopy
MEPED	Medium Energy Proton y Electron Detector
MIPAS	Michelson Interferometer for Passive Atmospheric Sounding
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MKS	Metro, Kilogramo, Segundo
MLT	Mesosphere and Lower Thermosphere
MLT	Magnetic Local Time
MOZART	Model for OZone And Related chemical Tracers
MPI-M	Max Planck Institute for Meteorology
MQBO	Mesospheric QBO
NASA	National Aeronautics and Space
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRK	Norsk rikskringkasting (en español, "Corporación de radiodifusión estatal noruega")
NWS	National Weather Service
PA	Position Angle
PE	Partícula Energética, en inglés EP
PEE	Precipitación de Electrones Energéticos, en inglés EEP
PET	Proton Electron Telescope
POES	Polar Orbiting Environmental Satellites
PP	Precipitación de Partículas, en inglés PP (Particles Precipitation)
PPE	Precipitación de Partículas Energéticas, en inglés EPP
PPE-ED	PPE - Efecto directo, en inglés EPP-DE
QBO	Quasi-Biennial Oscillation u Oscilación Cuasi-Bienal
RA	Región Activa, en inglés AR
RBE	Radiation Belt Environment
RC	Rayos Cósmicos, en inglés CR
RCG	Rayo Cósmico Galáctico, en inglés GCR
REP	Relativistic Electrons Precipitation
RT	Radio Terrestre (medio)

Sigla	Significado
SAA	South Atlantic Anomaly, en español AAS
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SAMPEX	Solar Anomalous and Magnetospheric Particle Explorer
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet
SEM	Space Environment Monitor
SGO	Sodankylä Geophysical Observatory
SIC	Sodankylä Ion Chemistry
SNOE	Student Nitric Oxide Explorer
SOHO	Solar and Heliospheric Observatory
SPE	Solar Proton Event, en español EPS
SSJ/4	Special Sensor Precipitating Electron and Ion Spectrometer _Version 4
SWPC	Space Weather Prediction Center
TG	Tormenta Geomagnética
TGCM	Thermospheric General Circulation Model
TIE-GCM	Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics GCM
TIGCM	Thermosphere-Ionosphere General Circulation Model
TIME-GCM	Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics GCM
TIROS	Television Infrared Observation Satellites
TL	Tiempo Local
TOC	Total Ozone Content, en español CTO
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOMSEPOVP_V8	TOMS/Earth Probe ground station OVerPass _Version 8
TPE	Temperatura y Presión Estándar
TU	Tiempo Universal
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
UCL	University College London
UV	UltraVioleta, en inglés UltraViolet
UVE	UV Extremo
VLF	Very Low Frequency
VMR	Volume Mixing Ratio
W	West
WACCM	Whole Atmosphere Community Climate Model

Bibliografía

- Abdu, M., Bittencourt, J., and Batista, I. (1981). Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo electric field development and spread F. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A13):11443–11446.
- Abel, B. and Thorne, R. M. (1998). Electron scattering loss in Earth’s inner magnetosphere: 1. Dominant physical processes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 103(A2):2385–2396.
- Akasofu, S.-I. (1966). The auroral oval, the auroral substorm, and their relations with the internal structure of the magnetosphere. *Planetary and Space Science*, 14(7):587–595.
- Akasofu, S.-I. (2007). *Exploring the Secrets of the Aurora*, volume 346. Springer Science & Business Media.
- Akasofu, S.-I. and Lepping, R. (1977). Interplanetary magnetic field and magnetospheric substorms. *Planetary and Space Science*, 25(10):895–897.
- Aleksandrin, S., Galper, A., Grishantzeva, L., Koldashov, S., Maslennikov, L., Murashev, A., Picozza, P., Sgrigna, V., and Voronov, S. (2003). High-energy charged particle bursts in the near-Earth space as earthquake precursors. *Annales Geophysicae*, 21.
- Alexander, A. J., Kim, Z. H., and Zare, R. N. (2003). Photodissociation of O₂ via the Herzberg continuum: Measurements of O-atom alignment and orientation. *The Journal of chemical physics*, 118(23):10566–10574.
- Alperovich, L. S. and Fedorov, E. N. (2007). *Hydromagnetic Waves in the Magnetosphere and the Ionosphere*, volume 353. Springer Science & Business Media.
- Altrock, R. C. (1985). Coronal-hole detectability on solar-type stars. In *Radio Stars*, pages 243–246. Springer.
- Andrews, D. G. (2010). *An introduction to atmospheric physics*. Cambridge University Press.

- Asikainen, T. (2005). *Observations of Energetic Particles in the Terrestrial Magnetosphere*. University of Oulu.
- Asikainen, T. and Mursula, K. (2005). Filling the South Atlantic anomaly by energetic electrons during a great magnetic storm. *Geophysical research letters*, 32(16).
- Baker, D. (2000). Effects of the sun on the Earth's environment. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62(17-18):1669–1681.
- Baker, D., Blake, J., Callis, L., Cummings, J., Hovestadt, D., Kanekal, S., Klecker, B., Mewaldt, R., and Zwickl, R. (1994). Relativistic electron acceleration and decay time scales in the inner and outer radiation belts: SAMPEX. *Geophysical research letters*, 21(6):409–412.
- Baker, D. N., Mason, G. M., and Mazur, J. E. (2012). A small spacecraft mission with large accomplishments. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 93(34):325–326.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001). Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294(5542):581–584.
- Beres, J. H., Garcia, R. R., Boville, B. A., and Sassi, F. (2005). Implementation of a gravity wave source spectrum parameterization dependent on the properties of convection in the whole atmosphere community climate model (WACCM). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D10).
- Biesecker, D., Myers, D., Thompson, B., Hammer, D., and Vourlidis, A. (2002). Solar phenomena associated with “EIT waves”. *The Astrophysical Journal*, 569(2):1009.
- Bittencourt, J. A. (1988). *Fundamentals of plasma physics*. Oxford: Pergamon Pr.
- Blake, J., Inan, U., Walt, M., Bell, T., Bortnik, J., Chenette, D., and Christian, H. (2001). Lightning-induced energetic electron flux enhancements in the drift loss cone. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 106(A12):29733–29744.
- Blake, J., Looper, M., Baker, D., Nakamura, R., Klecker, B., and Hovestadt, D. (1996). New high temporal and spatial resolution measurements by SAMPEX of the precipitation of relativistic electrons. *Advances in Space Research*, 18(8):171–186.
- Bothmer, V. and Daglis, I. A. (2007). *Space weather: physics and effects*. Springer Science & Business Media.

- Bower, J., Broughton, G., Stedman, J., and Williams, M. (1994). A winter no₂ smog episode in the uk. *Atmospheric Environment*, 28(3):461–475.
- Brasseur, G. P., Smith, A. K., Khosravi, R., Huang, T., Walters, S., Chabrilat, S., and Kockarts, G. (2000). *Natural and human-induced perturbations in the middle atmosphere: A short tutorial*. Washington DC American Geophysical Union.
- Brasseur, G. P. and Solomon, S. (2005). *Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere*, volume 32 of *Atmospheric and oceanographic sciences library*. Springer, 3rd edition.
- Brautigam, D., Gussenhoven, M., and Hardy, D. A. (1991). A statistical study on the effects of IMF B_z and solar wind speed on auroral ion and electron precipitation. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A4):5525–5538.
- Brewer, A. (1949). Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere. *QJ Roy. Meteor. Soc.*, 75(326):351–363.
- Bučík, R., Kudela, K., and Kuznetsov, S. N. (2006). Observations of lightning-induced hard X-ray flux enhancements in the conjugate region. *Ann. Geophys.*, 24:1969–1976.
- Callaghan, P. F. and Salby, M. L. (2002). Three-dimensionality and forcing of the Brewer–Dobson circulation. *Journal of the atmospheric sciences*, 59(5):976–991.
- Callis, L. B., Boughner, R. E., Baker, D. N., Mewaldt, R. A., Bernard Blake, J., Selesnick, R. S., Cummings, J. R., Natarajan, M., Mason, G. M., and Mazur, J. E. (1996). Precipitating electrons: Evidence for effects on mesospheric odd nitrogen. *Geophysical research letters*, 23(15):1901–1904.
- Callis, L. B. and Lambeth, J. D. (1998). NO_y formed by precipitating electron events in 1991 and 1992: Descent into the stratosphere as observed by ISAMS. *Geophysical research letters*, 25(11):1875–1878.
- Callis, L. B., Natarajan, M., Evans, D. S., and Lambeth, J. D. (1998a). Solar atmospheric coupling by electrons (SOLACE): 1. Effects of the May 12, 1997 solar event on the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D21):28405–28419.
- Callis, L. B., Natarajan, M., Lambeth, J. D., and Baker, D. N. (1998b). Solar atmospheric coupling by electrons (SOLACE): 2. Calculated stratospheric effects of

- precipitating electrons, 1979–1988. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D21):28421–28438.
- Chapman, S. and Ferraro, V. C. A. (1931). A new theory of magnetic storms. *Terr Magn Atmos Electr*, 36(2):77–97.
- Chapman, S. and Sugiura, M. (1960). S. chapman, the average morphology of geomagnetic storms with sudden commencement. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen Maths. Phys. Kl., Spec. Issue*, 4:53.
- Clilverd, M. A., Cobbett, N., Rodger, C. J., Brundell, J. B., Denton, M. H., Hartley, D. P., Rodriguez, J. V., Danskin, D., Raita, T., and Spanswick, E. L. (2013). Energetic electron precipitation characteristics observed from Antarctica during a flux dropout event. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(11):6921–6935.
- Clilverd, M. A., Rodger, C. J., Gamble, R. J., Ulich, T., Raita, T., Seppälä, A., Green, J. C., Thomson, N. R., Sauvaud, J.-A., and Parrot, M. (2010a). Ground-based estimates of outer radiation belt energetic electron precipitation fluxes into the atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A12).
- Clilverd, M. A., Rodger, C. J., Millan, R. M., Sample, J. G., Kokorowski, M., McCarthy, M. P., Ulich, T., Raita, T., Kavanagh, A. J., and Spanswick, E. (2007a). Energetic particle precipitation into the middle atmosphere triggered by a coronal mass ejection. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A12).
- Clilverd, M. A., Rodger, C. J., Moffat-Griffin, T., Spanswick, E., Breen, P., Menk, F. W., Grew, R. S., Hayashi, K., and Mann, I. R. (2010b). Energetic outer radiation belt electron precipitation during recurrent solar activity. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A8).
- Clilverd, M. A., Rodger, C. J., and Ulich, T. (2006a). The importance of atmospheric precipitation in storm-time relativistic electron flux drop outs. *Geophysical research letters*, 33(1).
- Clilverd, M. A., Rodger, C. J., Ulich, T., Seppälä, A., Turunen, E., Botman, A., and Thomson, N. R. (2005). Modeling a large solar proton event in the southern polar atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- Clilverd, M. A., Seppälä, A., Rodger, C. J., Mlynczak, M. G., and Kozyra, J. U. (2009). Additional stratospheric NO_x production by relativistic electron precipitation during the 2004 spring NO_x descent event. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 114(A4).

- Clilverd, M. A., Seppälä, A., Rodger, C. J., Thomson, N. R., Lichtenberger, J., and Steinbach, P. (2007b). Temporal variability of the descent of high-altitude NO_x inferred from ionospheric data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A9).
- Clilverd, M. A., Seppälä, A., Rodger, C. J., Thomson, N. R., Verronen, P. T., Turunen, E., Ulich, T., Lichtenberger, J., and Steinbach, P. (2006b). Modeling polar ionospheric effects during the October–November 2003 solar proton events. *Radio science*, 41(02):1–15.
- Clilverd, M. A., Seppälä, A., Rodger, C. J., Verronen, P. T., and Thomson, N. R. (2006c). Ionospheric evidence of thermosphere-to-stratosphere descent of polar NO_x . *Geophysical research letters*, 33(19).
- Collins, W., Rasch, P., Boville, B., Hack, J., McCaa, J., Williamson, D., Kiehl, J., Briegleb, B., Bitz, C., Lin, S., et al. (2004). Description of the NCAR Community Atmosphere Model: CAM3.0, technical note. *National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO*.
- Crowley, G., Schoendorf, J., Roble, R., and Marcos, F. (1996). Neutral density cells in the lower thermosphere at high latitudes. *Advances in Space Research*, 18(3):69–74.
- Crutzen, P. J. (1970). The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96(408):320–325.
- D’Andrea, C. and Poirier, J. (2005). Ground level muons coincident with the 20 January 2005 solar flare. *Geophysical research letters*, 32(14).
- Dashora, N., Sharma, S., Dabas, R., Alex, S., and Pandey, R. (2009). Large enhancements in low latitude total electron content during 15 May 2005 geomagnetic storm in Indian zone. *Annales Geophysicae*, 27(5):1803–1820.
- Dasso, S., Gratton, F. T., and Farrugia, C. J. (2003). A parametric study of the influence of ion and electron properties on the excitation of electromagnetic ion cyclotron waves in coronal mass ejections. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A4).
- Dickinson, R. E., Ridley, E., and Roble, R. (1981). A three-dimensional general circulation model of the thermosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 86(A3):1499–1512.
- Dobbin, A., Griffin, E., Aylward, A., and Millward, G. (2006). 3-D GCM modelling of thermospheric nitric oxide during the 2003 halloween storm. *Annales Geophysicae*, 24(9):2403–2412.

- Dobbin, A. L. (2005). *Modelling studies of possible coupling mechanisms between the upper and middle atmosphere*. PhD thesis, University of London.
- Dobson, G. M. B. (1956). Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 236(1205):187–193.
- Feldstein, Y. (1973). Auroral oval. Technical report, IZMIRAN, Academy of Sciences, Moscow, USSR.
- Flores Ortega, J. E. (2005). *Estudio de la influencia del campo $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ en la aceleración de un fluido*. PhD thesis, Instituto Politécnico Nacional.
- Fok, M.-C., Glocer, A., Zheng, Q., Horne, R. B., Meredith, N. P., Albert, J., and Nagai, T. (2011). Recent developments in the radiation belt environment model. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 73(11-12):1435–1443.
- Fok, M.-C., Horne, R. B., Meredith, N. P., and Glauert, S. A. (2008). Radiation Belt Environment model: Application to space weather nowcasting. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 113(A3).
- Foukal, P. (1998). Solar irradiance variations and climate. *From the sun, auroras, magnetic storms, solar flares, cosmic rays (ST Suess, BT Tsurutani, Eds) pp*, pages 105–112.
- Frey, H. U. (2007). Localized aurora beyond the auroral oval. *Reviews of Geophysics*, 45(1).
- Funke, B., López-Puertas, M., Fischer, H., Stiller, G., von Clarmann, T., Wetzell, G., Carli, B., and Belotti, C. (2007). Comment on “origin of the January-April 2004 increase in stratospheric NO₂ observed in northern polar latitudes” by Jean-Baptiste Renard et al. *Geophysical research letters*, 34.
- Galper, A., Koldashov, S., and Voronov, S. (1995). High energy particle flux variations as earthquake predictors. *Advances in Space Research*, 15(11):131–134.
- Ginet, G. P., Madden, D., Dichter, B. K., and Brautigam, D. H. (2007). Energetic proton maps for the South Atlantic Anomaly. In *2007 IEEE Radiation Effects Data Workshop*, pages 1–8. IEEE.
- Gonzalez, W., Joselyn, J.-A., Kamide, Y., Kroehl, H. W., Rostoker, G., Tsurutani, B., and Vasyliunas, V. (1994). What is a geomagnetic storm? *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 99(A4):5771–5792.

- Hardy, D. A., Gussenhoven, M., and Holeman, E. (1985). A statistical model of auroral electron precipitation. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 90(A5):4229–4248.
- Hardy, D. A., McNeil, W., Gussenhoven, M., and Brautigam, D. (1991). A statistical model of auroral ion precipitation: 2. Functional representation of the average patterns. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A4):5539–5547.
- Hargreaves, J. K. (1992). *The solar-terrestrial environment: an introduction to geospace—the science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere, and magnetosphere*. Cambridge University Press.
- Harris, M. J. (2001). *A new coupled middle atmosphere and thermosphere general circulation model: Studies of dynamic, energetic and photochemical coupling in the middle and upper atmosphere*. PhD thesis, University of London, University College London (United Kingdom).
- Hartmann, G. A. and Pacca, I. G. (2009). Time evolution of the South Atlantic magnetic anomaly. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(2):243–255.
- Hartogh, P., Jarchow, C., Sonnemann, G., and Grygalashvyly, M. (2004). On the spatiotemporal behavior of ozone within the upper mesosphere/mesopause region under nearly polar night conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D18).
- Hedin, A. E. (1991). Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A2):1159–1172.
- Holton, J. R. (2004). *An Introduction to Dynamic Meteorology*, volume 88 of *International Geophysics*. Elsevier Inc., fourth edition.
- Holton, J. R. and Lindzen, R. S. (1972). An updated theory for the quasi-biennial cycle of the tropical stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(6):1076–1080.
- Holton, J. R. and Tan, H.-C. (1980). The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(10):2200–2208.
- Horne, R. and Thorne, R. (2003). Relativistic electron acceleration and precipitation during resonant interactions with whistler-mode chorus. *Geophysical research letters*, 30(10).

- Horne, R. B., Lam, M. M., and Green, J. C. (2009). Energetic electron precipitation from the outer radiation belt during geomagnetic storms. *Geophysical Research Letters*, 36(19).
- Horne, R. B. and Thorne, R. M. (2000). Electron pitch angle diffusion by electrostatic electron cyclotron harmonic waves: The origin of pancake distributions. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 105(A3):5391–5402.
- Hoskins, B. J. and James, I. N. (2014). *Fluid dynamics of the mid-latitude atmosphere*. John Wiley & Sons.
- Iijima, T. and Potemra, T. A. (1976a). The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad. *Journal of Geophysical Research*, 81(13):2165–2174.
- Iijima, T. and Potemra, T. A. (1976b). Field-aligned currents in the dayside cusp observed by triad. *Journal of Geophysical Research*, 81(34):5971–5979.
- Imhof, W., Voss, H., Mobilia, J., Datlowe, D., and Gaines, E. (1991). The precipitation of relativistic electrons near the trapping boundary. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A4):5619–5629.
- Iyer, K., Jadav, R., Jadeja, A., Manoharan, P., Sharma, S., and Vats, H. O. (2006). Space weather effects of coronal mass ejection. *Journal of Astrophysics and Astronomy*, 27(2-3):219–226.
- Jackman, C., Frederick, J., and Stolarski, R. (1980). Production of odd nitrogen in the stratosphere and mesosphere: An intercomparison of source strengths. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C12):7495–7505.
- Jackman, C., Marsh, D., Vitt, F., Garcia, R., Fleming, E., Labow, G., Randall, C., López-Puertas, M., Funke, B., Clarmann, T. v., et al. (2008). Short-and medium-term atmospheric constituent effects of very large solar proton events. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(3):765–785.
- Jackman, C., Randall, C., Harvey, V., Wang, S., Fleming, E., López-Puertas, M., Funke, B., and Bernath, P. (2014). Middle atmospheric changes caused by the january and march 2012 solar proton events. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(2):1025–1038.
- Jackman, C. H., Cerniglia, M. C., Nielsen, J. E., Allen, D. J., Zawodny, J. M., McPeters, R. D., Douglass, A. R., Rosenfield, J. E., and Rood, R. B. (1995). Two-dimensional

- and three-dimensional model simulations, measurements, and interpretation of the influence of the October 1989 solar proton events on the middle atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D6):11641–11660.
- Jackman, C. H., DeLand, M. T., Labow, G. J., Fleming, E. L., Weisenstein, D. K., Ko, M. K., Sinnhuber, M., and Russell, J. M. (2005). Neutral atmospheric influences of the solar proton events in October–November 2003. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- Jackman, C. H., Douglass, A. R., Rood, R. B., McPeters, R. D., and Meade, P. E. (1990). Effect of solar proton events on the middle atmosphere during the past two solar cycles as computed using a two-dimensional model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 95(D6):7417–7428.
- Jackman, C. H. and McPeters, R. D. (1985). The response of ozone to solar proton events during solar cycle 21: A theoretical interpretation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 90(D5):7955–7966.
- Jackman, C. H., McPeters, R. D., and Bhartia, P. (2000). The effect of solar proton events on ozone and other constituents. *geophysical research*, 105(D9):11,659–11,670.
- Jackman, C. H., McPeters, R. D., Labow, G. J., Fleming, E. L., Praderas, C. J., and Russell, J. M. (2001). Northern Hemisphere atmospheric effects due to the July 2000 solar proton event. *Geophysical Research Letters*, 28(15):2883–2886.
- Jackman, C. H., Nielsen, J. E., Allen, D. J., Cerniglia, M. C., McPeters, R. D., Douglass, A. R., and Rood, R. B. (1993). The effects of the October 1989 solar proton events on the stratosphere as computed using a three-dimensional model. *Geophysical research letters*, 20(6):459–462.
- Jackman, C. H., Roble, R. G., and Fleming, E. L. (2007). Mesospheric dynamical changes induced by the solar proton events in October–November 2003. *Geophysical Research Letters*, 34(4).
- James, I. N. (1995). *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press.
- Jones, F. (1974). Comparison of two solutions of a geomagnetic problem. *Geophysical Journal International*, 39(3):623–624.
- Kamide, Y. and Chian, A. C.-L. (2007). *Handbook of the solar-terrestrial environment*. Springer Science & Business Media.

- Kawamoto, N. and Shiotani, M. (2000). Interannual variability of the vertical descent rate in the Antarctic polar vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D9):11935–11946.
- Kazimirovsky, E., Belinskaya, A. Y., Matafonov, G., Zherebtsov, G., and Pirog, A. (1999). The possible response of the total ozone content on the solar and geomagnetic activity. *Advances in Space Research*, 24(5):661–664.
- Kivelson, M. G. and T, R. C. (1995). *Introduction to space physics*. Cambridge University Press.
- Kokorowski, M., Sample, J., Holzworth, R., Bering, E., Bale, S., Blake, J., Collier, A., Hughes, A., Lay, E., Lin, R., et al. (2006). Rapid fluctuations of stratospheric electric field following a solar energetic particle event. *Geophysical research letters*, 33(20).
- Koskinen, H. (2011). *Physics of space storms: From the solar surface to the Earth*. Springer Science & Business Media.
- Kovács, T., Plane, J. M., Feng, W., Nagy, T., Chipperfield, M. P., Verronen, P. T., Andersson, M. E., Newnham, D. A., Clilverd, M. A., and Marsh, D. R. (2016). D-region ion–neutral coupled chemistry (sodankylä ion chemistry, sic) within the whole atmosphere community climate model (waccm 4)–waccm-sic and waccm-rsic. *Geoscientific Model Development Discussions*, 9(9):3123–3136.
- Kunow, H., Crooker, N., Linker, J., Schwenn, R., and Von Steiger, R. (2007). *Coronal mass ejections*, volume 21. Springer Science & Business Media.
- Lang, K. R. (2009). Space weather. In *The Sun from Space*, pages 337–405. Springer.
- Lanza, R., Meloni, A., et al. (2006). *The Earth’s magnetism. An Introduction for Geologists*, volume 280. Springer.
- Laštovička, J. and Križan, P. (2005). Geomagnetic storms, forrush decreases of cosmic rays and total ozone at northern higher middle latitudes. *Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics*, 67(1-2):119–124.
- Lin, C. and Yeh, H. (2005). Satellite observations of electric fields in the South Atlantic anomaly region during the july 2000 magnetic storm. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A3).
- Lindzen, R. S. (1987). On the development of the theory of the QBO. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 68(4):329–337.

- Lindzen, R. S. and Holton, J. R. (1968). A theory of the quasi-biennial oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(6):1095–1107.
- Liu, X. and Wang, J. (2010). How important is organic aerosol hygroscopicity to aerosol indirect forcing? *Environmental Research Letters*, 5(4):044010.
- López-Puertas, M., Funke, B., Gil-López, S., Von Clarmann, T., Stiller, G., Höpfner, M., Kellmann, S., Fischer, H., and Jackman, C. (2005). Observation of NO_x enhancement and ozone depletion in the Northern and Southern Hemispheres after the October–November 2003 solar proton events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- López-Puertas, M., Funke, B., Von Clarmann, T., Fischer, H., and Stiller, G. (2007). The stratospheric and mesospheric NO_y in the 2002–2004 Polar Winters as Measured by MIPAS/ENVISAT. In *Solar Variability and Planetary Climates*, pages 403–416. Springer.
- Lorentzen, K., Looper, M., and Blake, J. (2001). Relativistic electron microbursts during the GEM storms. *Geophysical research letters*, 28(13):2573–2576.
- Lui, A., Lai, W., Liou, K., and Meng, C. (2003). A new technique for short-term forecast of auroral activity. *Geophysical research letters*, 30(5).
- Manney, G., Zurek, R., O’Neill, A., and Swinbank, R. (1994). On the motion of air through the stratospheric polar vortex. *Journal of the atmospheric sciences*, 51(20):2973–2994.
- Manney, G. L., Krüger, K., Sabutis, J. L., Sena, S. A., and Pawson, S. (2005). The remarkable 2003–2004 winter and other recent warm winters in the Arctic stratosphere since the late 1990s. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D4).
- Marsh, D., Smith, A., Brasseur, G., Kaufmann, M., and Grossmann, K. (2001). The existence of a tertiary ozone maximum in the high-latitude middle mesosphere. *Geophysical Research Letters*, 28(24):4531–4534.
- Marsh, D. R., Mills, M. J., Kinnison, D. E., Lamarque, J.-F., Calvo, N., and Polvani, L. M. (2013). Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1 (WACCM). *Journal of climate*, 26(19):7372–7391.
- Mewaldt, R., Cummings, A., and Stone, E. (1994). Anomalous cosmic rays: Interstellar interlopers in the heliosphere and magnetosphere. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 75(16):185–193.

- Michalek, G., Gopalswamy, N., Lara, A., and Manoharan, P. (2004). Arrival time of halo coronal mass ejections in the vicinity of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, 423(2):729–736.
- Milántiev, V. and Temkó, S. (1995). *Física del plasma*. Mir.
- Millan, R. M., Lin, R., Smith, D., Lorentzen, K., and McCarthy, M. (2002). X-ray observations of MeV electron precipitation with a balloon-borne germanium spectrometer. *Geophysical research letters*, 29(24):47–1.
- Mironova, I. A., Aplin, K. L., Arnold, F., Bazilevskaya, G. A., Harrison, R. G., Krivolutsky, A. A., Nicoll, K. A., Rozanov, E. V., Turunen, E., and Usoskin, I. G. (2015). Energetic particle influence on the Earth’s atmosphere. *Space Science Reviews*, 194(1):1–96.
- Moradi, H., Donea, A.-C., Lindsey, C., Besliu-Ionescu, D., and Cally, P. S. (2006). Helioseismic analysis of the solar flare-induced sunquake of 2005 January 15. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 374(3):1155–1163.
- Nakamura, R., Baker, D., Blake, J., Kanekal, S., Klecker, B., and Hovestadt, D. (1995). Relativistic electron precipitation enhancements near the outer edge of the radiation belt. *Geophysical research letters*, 22(9):1129–1132.
- Natarajan, M., Remsberg, E. E., Deaver, L. E., and Russell III, J. M. (2004). Anomalous high levels of NO_x in the polar upper stratosphere during April, 2004: Photochemical consistency of HALOE observations. *Geophysical research letters*, 31(15).
- Newell, P., Sotirelis, T., Liou, K., Lee, A., Wing, S., Green, J., and Redmon, R. (2010a). Predictive ability of four auroral precipitation models as evaluated using polar UVI global images. *Space Weather*, 8(12):1–9.
- Newell, P. T., Sotirelis, T., and Wing, S. (2010b). Seasonal variations in diffuse, monoenergetic, and broadband aurora. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A3).
- Parker, E. N. (1958). Dynamics of the interplanetary gas and magnetic fields. *The Astrophysical Journal*, 128:664.
- Peck, E., Randall, C., Harvey, V., and Marsh, D. (2015). Simulated solar cycle effects on the middle atmosphere: WACCM3 versus WACCM4. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(2):806–822.

- Plumb, R. A. (2002). Stratospheric transport. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 80(4B):793–809.
- Prölss, G. W. (2005). Space weather effects in the upper atmosphere: Low and middle latitudes. In *Space Weather*, pages 193–214. Springer.
- Randall, C., Harvey, V., Manney, G., Orsolini, Y., Codrescu, M., Sioris, C., Brohede, S., Haley, C., Gordley, L., Zawodny, J., et al. (2005). Stratospheric effects of energetic particle precipitation in 2003–2004. *Geophysical Research Letters*, 32(5).
- Randall, C., Harvey, V., Singleton, C., Bailey, S., Bernath, P., Codrescu, M., Nakajima, H., and Russell III, J. (2007). Energetic particle precipitation effects on the Southern Hemisphere stratosphere in 1992–2005. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D8).
- Randall, C., Harvey, V., Singleton, C., Bernath, P., Boone, C., and Kozyra, J. (2006). Enhanced NO_x in 2006 linked to strong upper stratospheric arctic vortex. *Geophysical Research Letters*, 33(18).
- Randall, C., Rusch, D., Bevilacqua, R., Hoppel, K., and Lumpe, J. (1998). Polar ozone and aerosol measurement (POAM) II stratospheric NO_2 , 1993–1996. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D21):28361–28371.
- Randall, C., Siskind, D., and Bevilacqua, R. (2001). Stratospheric NO_x enhancements in the southern hemisphere vortex in winter/spring of 2000. *Geophysical Research Letters*, 28(12):2385–2388.
- Richmond, A. (1995). The ionospheric wind dynamo: Effects of its coupling with different atmospheric regions. *The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory, Geophys. Monogr. Ser.*, 87:49–65.
- Richmond, A. D., Ridley, E. C., and Roble, R. G. (1992). A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics. *Geophysical Research Letters*, 19(6):601–604.
- Rinsland, C., Gunson, M., Salawitch, R., Newchurch, M., Zander, R., Abbas, M., Abrams, M., Manney, G., Michelsen, H., Chang, A., et al. (1996). ATMOS measurements of $\text{H}_2\text{O} + 2\text{CH}_4$ and total reactive nitrogen in the November 1994 Antarctic stratosphere: Dehydration and denitrification in the vortex. *Geophysical research letters*, 23(17):2397–2400.

- Roble, R. (1996). The NCAR thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (TIME-GCM). In Schunk, R. W., editor, *Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric models*. Utah State University and SCOSTEP.
- Roble, R., Dickinson, R., and Ridley, E. (1982). Global circulation and temperature structure of thermosphere with high-latitude plasma convection. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 87(A3):1599–1614.
- Roble, R. and Ridley, E. (1987). An auroral model for the NCAR thermospheric general circulation model (TGCM). In *Annales Geophysicae*, volume 5, pages 369–382.
- Roble, R. and Ridley, E. (1994). A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (TIME-GCM): Equinox solar cycle minimum simulations (30–500 km). *Geophysical Research Letters*, 21(6):417–420.
- Roble, R., Ridley, E. C., Richmond, A., and Dickinson, R. (1988). A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 15(12):1325–1328.
- Rodger, C. J., Clilverd, M. A., Green, J. C., and Lam, M. M. (2010). Use of POES SEM-2 observations to examine radiation belt dynamics and energetic electron precipitation into the atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 115(A4).
- Rodger, C. J., Clilverd, M. A., Nunn, D., Verronen, P. T., Bortnik, J., and Turunen, E. (2007). Storm time, short-lived bursts of relativistic electron precipitation detected by subionospheric radio wave propagation. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 112(A7).
- Roederer, J. G. (2012). *Dynamics of geomagnetically trapped radiation*, volume 2. Springer Science & Business Media.
- Roederer, J. G. and Hones Jr, E. W. (1970). Electric field in the magnetosphere as deduced from asymmetries in the trapped particle flux. *Journal of Geophysical Research*, 75(19):3923–3926.
- Rohen, G., Von Savigny, C., Sinnhuber, M., Llewellyn, E., Kaiser, J., Jackman, C., Kallenrode, M.-B., Schröter, J., Eichmann, K.-U., Bovensmann, H., et al. (2005). Ozone depletion during the solar proton events of October/November 2003 as seen by SCIAMACHY. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).

- Rosenfield, J. E., Newman, P. A., and Schoeberl, M. R. (1994). Computations of diabatic descent in the stratospheric polar vortex. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D8):16677–16689.
- Rosenfield, J. E. and Schoeberl, M. R. (2001). On the origin of polar vortex air. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D24):33485–33497.
- Rozanov, E., Calisto, M., Egorova, T., Peter, T., and Schmutz, W. (2012). Influence of the precipitating energetic particles on atmospheric chemistry and climate. *Surveys in geophysics*, 33(3-4):483–501.
- Rozanov, E., Callis, L., Schlesinger, M., Yang, F., Andronova, N., and Zubov, V. (2005). Atmospheric response to NO_y source due to energetic electron precipitation. *Geophysical Research Letters*, 32(14).
- Rusch, D., Gerard, J.-C., Solomon, S., Crutzen, P., and Reid, G. (1981). The effect of particle precipitation events on the neutral and ion chemistry of the middle atmosphere-I. Odd nitrogen. *Planetary and Space Science*, 29(7):767–774.
- Russell III, J. M., Solomon, S., Gordley, L. L., Remsberg, E. E., and Callis, L. B. (1984). The variability of stratospheric and mesospheric NO₂ in the polar winter night observed by LIMS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89(D5):7267–7275.
- Salby, M. L. and Callaghan, P. F. (2006). Relationship of the quasi-biennial oscillation to the stratospheric signature of the solar cycle. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D6).
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2006). *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change*. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons, 2nd ed. edition.
- Seppälä, A. (2007). *Observations of production and transport of NO_x formed by energetic particle precipitation in the polar night atmosphere*. PhD thesis, Faculty of Science of the University of Helsinki.
- Seppälä, A., Matthes, K., Randall, C. E., and Mironova, I. A. (2014). What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES–II. *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1):24.
- Seppälä, A., Verronen, P., Kyrölä, E., Hassinen, S., Backman, L., Hauchecorne, A., Bertaux, J.-L., and Fussen, D. (2004). Solar proton events of October–November 2003:

- Ozone depletion in the northern hemisphere polar winter as seen by GOMOS/Envisat. *Geophysical Research Letters*, 31(19).
- Seppälä, A., Verronen, P., Sofieva, V., Tamminen, J., Kyrölä, E., Rodger, C., and Clilverd, M. (2006). Destruction of the tertiary ozone maximum during a solar proton event. *Geophysical research letters*, 33(7).
- Seppälä, A., Verronen, P. T., Clilverd, M. A., Randall, C. E., Tamminen, J., Sofieva, V., Backman, L., and Kyrölä, E. (2007). Arctic and Antarctic polar winter NO_x and energetic particle precipitation in 2002–2006. *Geophysical research letters*, 34(12).
- Sergeev, V., Iakhnin, A., and Pellinen, R. (1983). Mutual location and magnetospheric sources of the penetration of energetic electrons and diffuse and discrete auroras at a preliminary substorm phase. *Geomagnetism and Aeronomy*, 23:972–978.
- Shimazaki, T. (1984). *Minor Constituents in the Middle Atmosphere*, volume 6 of *Dev. in Earth and Planet. Phys.* Springer.
- Simnett, G. (2006). The timing of relativistic proton acceleration in the 20 January 2005 flare. *Astronomy & Astrophysics*, 445(2):715–724.
- Siskind, D., Coy, L., and Espy, P. (2005). Observations of stratospheric warmings and mesospheric coolings by the TIMED SABER instrument. *Geophysical Research Letters*, 32(9).
- Siskind, D. E. (2000). On the coupling between middle and upper atmospheric odd nitrogen. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 123:101–116.
- Siskind, D. E., Bacmeister, J., Summers, M., and Russell III, J. (1997). Two-dimensional model calculations of nitric oxide transport in the middle atmosphere and comparison with Halogen Occultation Experiment data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D3):3527–3545.
- Solomon, S. (1999). Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Reviews of Geophysics*, 37(3):275–316.
- Solomon, S., Crutzen, P. J., and Roble, R. G. (1982). Photochemical coupling between the thermosphere and the lower atmosphere: I. Odd nitrogen from 50 to 120 km. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87(C9):7206–7220.

- Solomon, S., Rusch, D., Gérard, J.-C., Reid, G., and Crutzen, P. (1981). The effect of particle precipitation events on the neutral and ion chemistry of the middle atmosphere: II. Odd hydrogen. *Planetary and Space Science*, 29(8):885–893.
- Srivastava, N. and Venkatakrisnan, P. (2002). Relationship between CME speed and geomagnetic storm intensity. *Geophysical research letters*, 29(9):1–1.
- Sugiura, M. (1964). Hourly values of equatorial Dst for the IGY. *Ann. Int. Geophys. Yr.*, Vol: 35.
- Summers, D. and Thorne, R. M. (2003). Relativistic electron pitch-angle scattering by electromagnetic ion cyclotron waves during geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A4).
- Thomson, N. R., Rodger, C. J., and Dowden, R. L. (2004). Ionosphere gives size of greatest solar flare. *Geophysical research letters*, 31(6).
- Thorne, R. M. (1980). The importance of energetic particle precipitation on the chemical composition of the middle atmosphere. *pure and applied geophysics*, 118(1):128–151.
- Thorne, R. M., Ni, B., Tao, X., Horne, R. B., and Meredith, N. P. (2010). Scattering by chorus waves as the dominant cause of diffuse auroral precipitation. *Nature*, 467(7318):943.
- Thorne, R. M., O’Brien, T., Shprits, Y., Summers, D., and Horne, R. B. (2005). Timescale for mev electron microburst loss during geomagnetic storms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- Tobiska, W. K., Woods, T., Eparvier, F., Viereck, R., Floyd, L., Bouwer, D., Rottman, G., and White, O. (2000). The SOLAR2000 empirical solar irradiance model and forecast tool. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62(14):1233–1250.
- Trivedi, N., Pathan, B., Schuch, N. J., Barreto, M., and Dutra, L. (2005). Geomagnetic phenomena in the South Atlantic anomaly region in Brazil. *Advances in Space Research*, 36(10):2021–2024.
- Tsurutani, B., Verkhoglyadova, O., Mannucci, A., Araki, T., Sato, A., Tsuda, T., and Yumoto, K. (2007). Oxygen ion uplift and satellite drag effects during the 30 October 2003 daytime superfountain event. In *Annales Geophysicae*, pages 569–574.

- Turunen, E., Kero, A., Verronen, P. T., Miyoshi, Y., Oyama, S.-I., and Saito, S. (2016). Mesospheric ozone destruction by high-energy electron precipitation associated with pulsating aurora. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19):11–852.
- Turunen, E., Matveinen, H., Tolvanen, J., and Ranta, H. (1996). D-region ion chemistry model. In Schunk, R. W., editor, *Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric models*. Utah State University and SCOSTEP.
- Turunen, E., Verronen, P. T., Seppälä, A., Rodger, C. J., Clilverd, M. A., Tamminen, J., Enell, C.-F., and Ulich, T. (2009). Impact of different energies of precipitating particles on NO_x generation in the middle and upper atmosphere during geomagnetic storms. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71(10-11):1176–1189.
- Vainio, R., Desorgher, L., Heynderickx, D., Storini, M., Flückiger, E., Horne, R. B., Kovaltsov, G. A., Kudela, K., Laurenza, M., McKenna-Lawlor, S., et al. (2009). Dynamics of the Earth’s particle radiation environment. *Space science reviews*, 147(3-4):187–231.
- Vernov, S., Khristiansen, G., Abrosimov, A., Atrashkevitch, V., Belyaeva, I., Vedeneev, O., Kulikov, G., Netchin, Y. A., Solovieva, V., Fomin, Y. A., et al. (1965). Study of the extensive air showers with fixed mu meson number and with fixed electron number. In *International Cosmic Ray Conference*, volume 2, page 769.
- Verronen, P., Andersson, M., Marsh, D., Kovács, T., and Plane, J. (2016). WACCM–D–Whole Atmosphere Community Climate Model with D-region ion chemistry. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 8(2):954–975.
- Verronen, P., Turunen, E., Ulich, T., and Kyrölä, E. (2002). Modelling the effects of the October 1989 solar proton event on mesospheric odd nitrogen using a detailed ion and neutral chemistry model. *Annales Geophysicae*, 20(12):1967–1976.
- Verronen, P., Ulich, T., Turunen, E., and Rodger, C. (2006a). Sunset transition of negative charge in the D-region ionosphere during high-ionization conditions. *Annales Geophysicae*, 24(1):187–202.
- Verronen, P. T., Seppälä, A., Clilverd, M. A., Rodger, C. J., Kyrölä, E., Enell, C.-F., Ulich, T., and Turunen, E. (2005). Diurnal variation of ozone depletion during the October–November 2003 solar proton events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).

- Verronen, P. T., Seppälä, A., Kyrölä, E., Tamminen, J., Pickett, H. M., and Turunen, E. (2006b). Production of odd hydrogen in the mesosphere during the January 2005 solar proton event. *Geophysical Research Letters*, 33(24).
- Vitt, F. M., Armstrong, T. P., Cravens, T. E., Dreschhoff, G. A., Jackman, C. H., and Laird, C. M. (2000). Computed contributions to odd nitrogen concentrations in the Earth's polar middle atmosphere by energetic charged particles. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62(8):669–683.
- Vitt, F. M. and Jackman, C. H. (1996). A comparison of sources of odd nitrogen production from 1974 through 1993 in the Earth's middle atmosphere as calculated using a two-dimensional model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D3):6729–6739.
- Von Clarmann, T., Funke, B., López-Puertas, M., Kellmann, S., Linden, A., Stiller, G., Jackman, C., and Harvey, V. (2013). The solar proton events in 2012 as observed by mipas. *Geophysical Research Letters*, 40(10):2339–2343.
- Von Clarmann, T., Glatthor, N., Höpfner, M., Kellmann, S., Ruhnke, R., Stiller, G., Fischer, H., Funke, B., Gil-López, S., and López-Puertas, M. (2005). Experimental evidence of perturbed odd hydrogen and chlorine chemistry after the October 2003 solar proton events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 110(A9).
- Voss, H., Imhof, W., Walt, M., Mobilia, J., Gaines, E., Reagan, J., Inan, U., Helliwell, R., Carpenter, D., Katsufakis, J., et al. (1984). Lightning-induced electron precipitation. *Nature*, 312(5996):740.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*, volume 92. Elsevier.
- Walt, M. (1994). *Introduction to geomagnetically trapped radiation*. Cambridge ; New York : Cambridge University Press.
- Washington, W. M. (1982). Documentation for the community climate model (CCM) version 0. In *National Center for Atmospheric Research (NCAR) Archives*.
- Williamson, D. (1983). Description of the NCAR Community Climate Model (CCM0B). *Boulder, Colo.: National Center for Atmospheric Research*.
- Yudin, V., Akmaev, R., Goncharenko, L., Fuller-Rowell, T., Matsuo, T., Ortland, D., Maute, A., Solomon, S., Smith, A., Liu, H., et al. (2015). Whole atmosphere modeling

- and data analysis: Success stories, challenges and perspectives. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Zhang, Y. and Paxton, L. (2008). An empirical Kp-dependent global auroral model based on TIMED/GUVI FUV data. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70(8-9):1231–1242.
- Zossi de Artigas, M., Zotto, E. M., Mansilla, G. A., and Fernandez de Campra, P. (2016). Effects of energetic particles precipitation on stratospheric ozone in the southern hemisphere. *Advances in Space Research*, 58(10):2080–2089.
- Zotto, E. M., Zossi de Artigas, M., and Fernandez de Campra, P. (2008). Efecto de partículas energéticas solares en la atmósfera media durante períodos perturbados del ciclo solar 23. *Investigaciones en Facultades de Ingeniería del NOA*.
- Zotto, E. M., Zossi de Artigas, M., Fernandez de Campra, P., and Mansilla, G. A. (2013). Respuesta de la atmósfera media y alta a la precipitación de partículas energéticas durante tormentas geomagnéticas. *Investigaciones en Facultades de Ingeniería del NOA*.