

UNIVERSIDAD DE ALCALÁ

**Escuela Politécnica Superior
Dpto. de Teoría de la Señal y Comunicaciones**



Memoria de Tesis Doctoral

***CONTRIBUCIONES AL ESTUDIO DEL TOTAL DE
OZONO EN COLUMNA SOBRE LA PENÍNSULA
IBÉRICA MEDIANTE TÉCNICAS
ESTADÍSTICAS Y DE SOFT-COMPUTING***

Autor: José Luis Camacho Ruiz

**Director: Dr. D. Sancho Salcedo Sanz
Codirector: Dr. D. Emiliano Hernández Martín**

Curso 2013/14

D. SANCHO SALCEDO SANZ, Profesor Titular de Universidad del Departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones de la Universidad de Alcalá y D. EMILIANO HERNÁNDEZ MARTÍN Y, Catedrático de Universidad del Departamento Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica II de la Universidad Complutense de Madrid,

CERTIFICAN

Que la tesis “**Contribuciones al estudio del total de ozono en columna sobre la península ibérica mediante técnicas estadísticas y de *soft-computing***”, presentada por D. José Luis Camacho Ruiz, realizada en el Departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones, bajo nuestra dirección, reúne los méritos suficientes para optar al grado de Doctor, por lo que puede procederse a su lectura.

Madrid, 21 de mayo de 2014

Fdo.: Dr. D. Sancho Salcedo Sanz

Fdo.: Dr. D. Emiliano Hernández Martín

D. José Luis Camacho Ruiz ha realizado en el Departamento de Teoría de la Señal y Comunicaciones, bajo la dirección de los doctores D. Sancho Salcedo Sanz y D. Emiliano Hernández Martín, la tesis doctoral titulada "**Contribuciones al estudio del total de ozono en columna sobre la península ibérica mediante técnicas estadísticas y de *soft-computing***", cumpliéndose todos los requisitos para la tramitación que conduce a su posterior defensa.

Madrid, 21 de mayo de 2014

EL DIRECTOR DE DEPARTAMENTO

Fdo.: Dr. D. Saturnino Maldonado Bascón



Universidad
de Alcalá

DEPARTAMENTO DE AUTOMÁTICA
DEPARTAMENTO DE TEORÍA DE LA SEÑAL Y
COMUNICACIONES

Edificio Politécnico
28871 Alcalá de Henares (Madrid)
Teléfono: 91 885 65 94
Fax: 91 885 69 23
secre@aut.uah.es

RESUMEN

En esta tesis doctoral se propone una revisión de los diferentes métodos de categorización de la variabilidad del ozono en columna sobre la Península Ibérica que avanza sobre la utilidad de nuevos métodos recientemente probados. El ozono es un gas extremadamente importante en la atmósfera por su papel en la modulación de la radiación ultravioleta que llega a la superficie de la Tierra. La inyección de sustancias destructoras de dicho gas en la atmósfera llevó a la necesidad de elaborar un protocolo internacional (el Protocolo de Montreal) para regular inicialmente y prohibir finalmente las sustancias que originan, entre otros efectos, el agujero de ozono de la Antártida. Como se verá en este trabajo, los niveles de ozono en la estratosfera están muy relacionados con factores dinámicos y termodinámicos que, a su vez, caracterizan las variaciones y cambios en el clima. Por ello, estudiar las variaciones de ozono conlleva estudiar la variabilidad climática y viceversa.

En este trabajo, se ha comenzado por estudiar las series de Total de Ozono en columna mediante herramientas simples para realizar una caracterización básica del fenómeno y conocer los rasgos grandes de su variabilidad. Seguidamente se han aplicado otros métodos más sofisticados como los modelos lineales de regresión múltiple, funciones Kernel, las herramientas de agrupación en conjuntos (clusters) y los modelos autorregresivos de media móvil, con estas herramientas se ha demostrado que los valores promedio de ozono variaban en el transcurso de tres décadas y también lo hacen las relaciones estadísticas con otras variables atmosféricas. Como ejemplo de singularidad, el periodo 1991-1993, registró valores mínimos notablemente inferiores debido sobre todo, a la ocurrencia de la erupción volcánica del Monte Pinatubo en junio de 1991.

Como contribución al estudio de las características de las observaciones tomadas mediante diferentes instrumentos, se han realizado diferentes comparaciones entre observaciones de Total de Ozono en Columna y datos obtenidos en tierra mediante espectrofotómetros Brewer. Se ha encontrado un nuevo método para clasificar los días de verano sobre Madrid, según las mediciones de radiación solar y nubosidad, y se ha aplicado este método para mejorar las comparaciones entre datos de sensores a bordo de diferentes satélites y datos de Brewer, pudiéndose encontrar interesantes conclusiones acerca del comportamiento de los algoritmos de recuperación del dato de dichos instrumentos a bordo de los satélites.

Finalmente, en este trabajo se han aplicado Técnicas de Computación Avanzada tales como Redes Neuronales, Programación Evolucionante y Bancos de Redes Neuronales para mejorar la caracterización y la predicción de las series de TOC con buenos resultados tal y como se mostrará en la parte final de la Tesis.

SUMMARY

Ozone is a very scarce atmospheric component but has a crucial role into preserving life at Earth's surface through the modulation of sun's ultraviolet radiation. The natural chemical and radiative equilibrium on the stratosphere composition was altered by the injection of substances that destroyed ozone originating decreases in total ozone in column at global level and seasonal sharp reduction in such levels at the end of winter over Antarctica.

After the Protocol of Montreal effective application, ozone levels have stopped their decrease and in some seasons and sites they showed some signs of recovery as the research here conducted shown. That recovery is modulated by dynamical and thermodynamic factors that have correlation with the ozone levels over an specific location and their influence has to be taken in account besides the long term trend cleaning of substances that enhance the natural destruction of ozone.

At this Ph Thesis a wide revision of different categorization methods is proposed. Total Ozone in Column Data series from satellite borne and ground based instruments are analyzed covering a time period from 1978 to 2008 and representing five different sites over Iberian Peninsula. Different statistical tools from linear methods, data distribution, cluster analysis, histogrammes and kernel functions, Autoregressive and Moving Average Models to reach finally different applications of neural networks have been widely applied in this work providing a picture of the Total Ozone in Column evolution and its related meteorological or climatic factors over Iberian Peninsula over almost years.

One of the main conclusions found was the observed minimum levels between 1991 and 1993. That minimum could be associated with the huge eruption of Mount Pinatube at the Philippines in June 1991.

RECONOCIMIENTOS

Este trabajo ha sido posible por la cooperación de la Agencia Estatal de Meteorología que ha permitido el libre acceso a sus datos y el empleo parcial de tiempo y medios por parte del autor, funcionario de dicha Agencia, en la elaboración de este trabajo.

Quiero agradecer en particular al Dr. Antonio Labajo Salazar que ha sido mi jefe en diferentes puestos y que siempre ha apoyado firmemente la realización de este trabajo.

También me gustaría agradecer el apoyo prestado por el Dr. Manuel Antón en un momento crítico de este trabajo y con el que tengo el honor de compartir un trabajo de investigación. Asimismo agradecer al citado Dr. Antón y al DLR alemán por la cesión de los datos de TOC del GOME-2 para la comparación instrumental.

A la tercera va la vencida, o al menos, eso espero. Es la tercera vez que inicio los trabajos para realizar la Tesis Doctoral y son muchos los años que por necesidades de mi carrera profesional he tenido que abandonarlos. En este momento, cuando el final de este largo camino parece estar a la vista, he de mencionar sobre todo mi profundo reconocimiento a la persona a la que debo que haya llegado hasta este punto: mi Director de Tesis, el Dr. Emiliano Hernández, sin cuya voluntad no hubiera llegado a redactar este texto. Constituya pues un homenaje a su labor durante muchos años por el progreso de la ciencia y en el avance de muchísimas carreras profesionales de las personas que hemos tenido la suerte de recibir su magisterio en la Universidad Complutense de Madrid.

Agradecimientos

Este proceso ha sido largo y tengo que agradecer la confianza y al apoyo de los que me rodean en mi círculo familiar. Mi mujer, Estrella, que me ha permitido escaparme de ocupaciones necesarias en casa para poder trabajar durante largas horas hasta que se obtenían resultados, o un texto quedaba pulido con sus figuras, tablas y todos esos pequeños detalles que hacen de un texto científico una pequeña obra de arte. En esas labores de afinado y revisión, ella también ha proporcionado una ayuda inestimable. Vaya pues el agradecimiento por partida doble.

Mis hijas han asistido también al extraño espectáculo de un padre ya entrado en años, estudiando tan duramente como ellas o al menos intentándolo. Tengo que agradecerles a Irene y a Inés su comprensión por esos momentos en que desaparecía de la vida familiar para encerrarme en mi mundo particular y por aquellos momentos en los que hemos compartido esfuerzos de concentración y de elaboración de trabajo.

También quiero mencionar a mis padres José y, en particular a mi madre Emilia, ya desaparecida, que me preguntaban por mis progresos y me animaban a seguir. A mis suegros Dina y Carlos que nos han ayudado en los temas familiares permitiéndome sacar el tiempo para realizar este trabajo. A mis cuñados Juan Carlos e Isabel, ambos ilustres científicos, que siempre me han “ordenado” proseguir y acabar la tesis. Espero poder decirles pronto: Misión cumplida.

Me gustaría también agradecer el apoyo inestimable de mi Director de Tesis Dr. D. Sancho Salcedo Sanz, el cual ha aportado a este trabajo un enfoque complementario hacia campos de las técnicas estadísticas que hace unos cuantos años nunca hubiera osado entrar y el gran empuje final para culminar esta labor. Gracias por su orientación y por su aliento.

Agradecimientos

Una mención especial también a todos mis compañeros de la Agencia Estatal de Meteorología, antes nuestro viejo conocido Instituto Nacional de Meteorología, que han caminado junto a mí durante tantos años y de los que he aprendido todas aquellas cosas que me han servido para avanzar en este trabajo o me han proporcionado los medios a lo largo de mi carrera profesional para poder llegar a este punto. Otra mención especial también para todas aquellas personas del mundo científico y técnico español o extranjero que me han formado con su presencia, su experiencia y sus consejos. La lista sería muy larga pero querría mencionar al equipo del TOMS de la NASA y a los de Centro Mundial de Datos de Ozono y Ultravioleta de Toronto por la devoción en su tarea de preservar los datos.

ÍNDICE

PROLOGO	29
1 INTRODUCCIÓN.....	¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.
1.1 PRESENTACIÓN Y CONTEXTO: EVOLUCIÓN DEL OZONO EN LA ESTRATOSFERA EN LAS ÚLTIMAS DÉCADAS	33
1.2 RADIACION ULTRAVIOLETA.....	39
1.3 EL PROTOCOLO DE MONTREAL. IMPACTO EN LA EVOLUCIÓN DEL TOC.....	42
1.4 EFECTO DEL OZONO EN EL BALANCE DE RADIACIÓN. CAMBIO CLIMÁTICO	44
1.5 OBJETIVOS DE LA TESIS	49
1.6 FUENTES GENERALES DE DATOS DISPONIBLES.....	50
2 ASPECTOS FISICOS Y QUIMICOS DEL OZONO ESTRATOSFERICO. DATOS EMPLEADOS.....	55
2.1 MEDIDAS DE OZONO. UNIDADES DOBSON.....	55
2.2 MECANISMOS DE FORMACIÓN-DESTRUCCIÓN DEL OZONO	58
2.3 DISTRIBUCION DEL OZONO EN LA ATMOSFERA TERRESTRE	64
2.4 OBSERVACIONES Y TENDENCIAS EN LAS SERIES DE TOTAL DE OZONO.....	70
2.5 CAUSAS DE LA VARIABILIDAD EN EL TOTAL DE OZONO	72
2.6 RELACION DEL OZONO CON LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA E IMPACTO EN LOS SERES VIVOS.....	83
2.7 SERIES DE DATOS UTILIZADAS	89
SECCION EXPERIMENTAL	97
3 INSTRUMENTACION.....	99
3.1 TECNICAS DE MEDIDA E INSTRUMENTOS	99
3.2 TOMS. INSTRUMENTO. HISTORIAL DE VUELOS	101
3.3 ESPECTROFOTÓMETRO BREWER	110
3.4 NUEVOS INSTRUMENTOS A BORDO DE SATÉLITES: GOME Y OMI	121

3.5	CARACTERÍSTICAS DE LOS DATOS DE SATÉLITE SELECCIONADOS.....	125
4	CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y COMPARACIÓN DE DATOS ENTRE SERIES DE DIFERENTES INSTRUMENTOS.....	129
4.1	CALIDAD DE LOS DATOS DE LAS SERIES DE SOBREVUELOS.....	131
4.2	CAMBIOS EN LA VERSIÓN DE LOS DATOS DEL TOMS. MEJORAS V.8 FRENTE A V.7. AMORTIGUACIÓN DEL EFECTO GHOST	135
4.3	ENSAYOS AJUSTE DATOS TOMS N7 Y TOMS-METEOR FRENTE A BREWER DE MADRID.....	140
4.4	AJUSTE DE DATOS EARTH PROBE FRENTE A BREWER DE MADRID	143
4.5	AJUSTE DE DATOS EARTH PROBE FRENTE A BREWER DE MURCIA.....	147
4.6	AJUSTE DE DATOS OMI FRENTE A BREWER.....	151
4.7	ESTUDIOS MESES DE VERANO EN MADRID	155
4.7.1	ANÁLISIS DATOS EP-TOMS. MADRID 1996-2001	155
4.7.2	OMI 2006-2008.....	155
4.7.3	GOME	155
4.8	CONCLUSIONES	172
5	ANÁLISIS BÁSICO DE SERIES INDIVIDUALES. TENDENCIAS. COMPARACIÓN DATOS SATÉLITE Y DATOS BREWER.	179
5.1	ANÁLISIS COMPARATIVO DE VALORES ANUALES. AJUSTE DISTRIBUCIÓN VALORES DIARIOS.....	179
5.2	ANÁLISIS COMPARATIVO DE DIFERENTES PERIODOS.....	190
5.3	ANÁLISIS POR MESES. COMPARACION DE SERIES.....	194
5.4	VARIABILIDAD EN LOS PROMEDIOS QUINCENALES	198
5.5	ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DIARIA.....	205
5.6	ESTUDIO DE TENDENCIAS LINEALES EN LA SERIE TOMS DEL NIMBUS-7	211
5.7	CONCLUSIONES	213

6	CLASIFICACIÓN Y VARIABILIDAD DE REGÍMENES DE OZONO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA	225
6.1	APROXIMACIÓN AL MODELO CONCEPTUAL DE REGIMENES DE OZONO.....	225
6.2	ANÁLISIS DE HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS.....	229
6.3	ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL. SERIES DE SATÉLITES	233
6.4	ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL. SERIES BREWER.....	244
6.5	ANÁLISIS DE CONGLOMERADOS	250
6.6	CONCLUSIONES	254
7	EXPLICACION DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DEL TOC	259
7.1	DIFERENCIAS ESPACIALES ENTRE DISTINTOS EMPLAZAMIENTOS. PROMEDIOS QUINCENALES.....	259
7.2	ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL PARA DISTINTOS EMPLAZAMIENTOS	264
7.3	CAUSAS DE LA VARIABILIDAD. PROMEDIOS MENSUALES DEL NIVEL DE LA TROPOAUSA	270
7.4	VARIABILIDAD DE LA TROPOAUSA. CASO DE ESTUDIO. NOVIEMBRES DE 1992 Y 1994	274
7.5	CONCLUSIONES	279
8	MODELOS DE VARIABILIDAD TEMPORAL DEL TOC EN FUNCION DE VARIABLES	
	TERMODINAMICAS	¡ERROR! MARCADOR NO DEFINIDO.
8.1	MODELOS UTILIZADOS. REDES NEURONALES. MODELOS AUTOREGRESIVOS. MODELOS LINEALES.	286
8.1.1	REDES NEURONALES:PERCEPTON MULTICAPA.	286
8.1.2	MODELOS AUTORREGRESIVOS ARMA Y ARIMA. MODELOS DE BOX Y JENKINS.	286
8.1.3	MODELOS LINEALES. MODELO BASICO DE REFERENCIA: RANDOM WALK.....	286
8.2	ESTIMACIÓN DE LA VARIABILIDAD DEL TOC EN RELACIÓN CON VARIABLES TERMODINÁMICAS.....	291
8.3	MODELOS DE REGRESION LINEAL SOBRE VARIABLES TERMODINAMICAS.....	297
8.4	MODELOS DE REGRESIÓN LINEAL . CLASIFICACIÓN AUTOMÁTICA ESTACIONAL.....	307
8.5	DESESTACIONALIZACION DE SERIES. REDES NEURONALES EN LA MODELIZACION DEL TOC.	319

8.6	COMPARACION DE MODELOS	325
8.7	CONCLUSIONES	333
9	CONCLUSIONES DE LA TESIS. RESULTADOS DE LA INVESTIGACIÓN	345
9.1	CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y COMPARACION DE DATOS PROCEDENTES DE DISTINTOS INSTRUMENTOS... 369	
9.2	ANALISIS BASICO. TENDENCIAS. COMPARACION DE INSTRUMENTOS	369
9.3	CLASIFICACION Y VARIABILIDAD DE LOS REGIMENES DE OZONO.....	369
9.4	EXPLICACION DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DEL TOC. ANALISIS DE CAUSAS DINAMICAS	369
9.5	MODELOS DE VARIABILIDAD DEL TOC. MODELOS DE REGRESION LINEAL. MODELOS ARIMA Y REDES NEURONALES.....	369
9.6	FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACION	369
9.7	PUBLICACIONES EN REVISTA.....	369
9.8	PUBLICACIONES EN CONGRESO INTERNACIONALES.....	369
9.9	PUBLICACIONES EN CONGRESOS NACIONALES	370
	REFERENCIAS	3711
	LISTA DE ACRONIMOS.....	371

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1-1. EVOLUCIÓN DEL TOTAL DE OZONO EN DOS ESTACIONES DEL ARTICO: RESOLUTE BAY A 75º 41´N Y DEL ANTÁRTICO: HALLEY BAY A 75º 35´	36
FIGURA 1-2. EVOLUCIÓN ANUAL DEL PROMEDIO DE CONTENIDO TOTAL DE OZONO EN COLUMNA DE LA SERIE DE AROSA (SUIZA) DESDE 1926 HASTA LA ACTUALIDAD	37
FIGURA 1-3. EVOLUCION DE LAS SUSTANCIAS DESTRUCTORAS DE OZONO ESTRATOSFERICO, DEL TOC Y DE LA RADIACION ULTRAVIOLETA. DATOS OBSRVADOS Y PROYECCIONES DE MODELOS.	44
FIGURA 1-4. RESUMEN DE LOS PRINCIPALES COMPONENTES DEL FORZAMIENTOS RADIATIVOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO	46
FIGURA 2-1. PERFIL VERTICAL DE CONCENTRACIÓN DE OZONO EL DÍA 11 DE SEPTIEMBRE DE 1994 MEDIDO POR EL INSTRUMENTO SAGE II A LATITUD 40º S EXPRESADO EN NANOBARES O EN PARTES POR MILLÓN	56
FIGURA 2-2. ESQUEMA DE LA CIRCULACIÓN BREWER DOBSON.....	62
FIGURA 2-3 PROMEDIO TEMPORAL Y SOBRE LATITUD DE TOTAL DE OZONO EN COLUMNA Y EVOLUCIÓN A LO LARGO DEL AÑO. DATOS DEL TOMS A BORDO DEL SATÉLITE NIMBUS-7. PERIODO 1978-1992.....	64
FIGURA 2-4. PERFIL VERTICAL DEL PROMEDIO DE TOTAL DE OZONO/KM A LO LARGO DE 1980-1989 DEL CONTENIDO DE OZONO PROMEDIADO EN LATITUD, EXPRESADO EN UNIDADES DOBSON/KILÓMETRO	65
FIGURA 2-5. PERFILES VERTICALES PROMEDIOS DE VERANO E INVIERNO DE PRESIÓN PARCIAL DE OZONO PARA MADRID. PROMEDIOS ENTRE 1992 Y 2002	67
FIGURA 2-6. CONTENIDO TOTAL DE OZONO EN COLUMNA MEDIDO POR EL TOMS DEL NIMBUS-7 EL DÍA 1 DE NOVIEMBRE DE 1978..	68
FIGURA 2-7. CONTENIDO TOTAL DE OZONO EN COLUMNA MEDIDO POR EL TOMS DEL NIMBUS-7 EL DÍA 1 DE NOVIEMBRE DE 1992.	69
FIGURA 2-8. EVOLUCIÓN DEL TOTAL DE OZONO EN COLUMNA REGISTRADO EN EL OBSERVATORIO DE AROSA, SUIZA DESDE 1926 HASTA 1997	72
FIGURA 2-9. EVOLUCIÓN DEL TOTAL DE OZONO EN COLUMNA REGISTRADO SOBRE MADRID DE ACUERDO A LOS REGISTROS DEL TOMS DEL SATÉLITE NIMBUS 7 DE LA NASA.	73

FIGURA 2-10. PROMEDIOS DE TEMPERATURA Y VALORES EXTREMOS EN EL NIVEL 50 hPa A LO LARGO DE LOS PARALELOS 80 N Y 80 S. NIVEL DE FORMACIÓN DE LAS NUBES ESTRATOSFÉRICAS POLARES TIPO I Y II	75
FIGURA 2-11. CONTENIDO DE CLORO ESTRATOSFÉRICO EN PARTES POR BILLÓN TOTAL Y PARCIAL SEGÚN LAS PRINCIPALES SUSTANCIAS DESTRUCTORAS DE OZONO	76
FIGURA 2-12. PENETRACIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA EN LA ATMÓSFERA TERRESTRE	87
FIGURA 2-13. EVOLUCIÓN DE LA ABSORCIÓN DE LA RADIACIÓN POR EFECTO DEL OZONO SEGÚN LA LONGITUD DE ONDA	89
FIGURA 2-14. EMPLAZAMIENTOS DE LOS SOBREVUELOS DE TOMS Y OMI Y DE LOS OBSERVATORIOS TERRESTRES DOTADOS DE ESPECTROFOTÓMETRO BREWER DE AEMET	96
FIGURA 3-1. TIPOS DE INSTRUMENTOS UTILIZADOS EN LA MEDIDA DE OZONO.	101
FIGURA 3-2. VISTA DEL SATÉLITE NIMBUS-7 Y AMPLIACIÓN DE LA BASE EN DONDE ESTABAN SITUADOS LOS INSTRUMENTOS PRINCIPALES.....	102
FIGURA 3-3. ESQUEMA DE BARRIDO SEGÚN SOBREVUELO DIRECTO DEL SBUV Y MEDIANTE BARRIDOS LATERALES A AMBOS LADOS DEL NADIR POR PARTE DEL TOMS.....	106
FIGURA 3-4. ESQUEMA DEL INSTRUMENTO TOMS A BORDO DEL SATÉLITE EARTH PROBE).....	108
FIGURA 3-5. IMAGEN DE TRES ESPECTROFOTÓMETROS BREWER EN IZAÑA (TENERIFE).	112
FIGURA 3-6. DETALLE DE ELEMENTOS DEL RADIÓMETRO DEL ESPECTROFOTÓMETRO BREWER MK IV.	114
FIGURA 3-7. ESQUEMA DE LOS DISPOSITIVOS DE CAPTACIÓN DE LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA EN EL BREWER.....	116
FIGURA 3-8 RED E ESPECTROFOTÓMETROS BREWER DE AEMET E INSTITUCIONES COLABORADORAS	119
FIGURA 3-9. DISTRIBUCIÓN DE LOS OBSERVATORIOS QUE ENVÍAN DATOS AL CENTRO MUNDIAL DE OZONO Y RADIACIÓN ULTRAVIOLETA.	121
FIGURA 4-1. HISTOGRAMA DE LAS DISTANCIAS EN KILÓMETROS ENTRE EL PUNTO CENTRAL EN TIERRA DEL ENFOQUE DEL INSTRUMENTO Y EL OBSERVATORIO DE MADRID VALORES TOMADOS PARA EL SOBREVUELO DE MADRID DEL NIMBUS-7. 1978-1993.	132
FIGURA 4-2. DIAGRAMA BOX AND WHISKER DE LAS DISTANCIAS DE LA POSICIÓN DEL CENTRO RADIOMÉTRICO NACIONAL EN MADRID AL CENTRO DE LA IMAGEN DEL SATÉLITE TOMADA PARA ELABORAR EL DATO DE TOTAL DE OZONO EN COLUMNA EN LOS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS 7 SOBRE MADRID. 1978-1993.	132

FIGURA 4-3. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LOS PUNTOS CENTRALES DE LAS IMÁGENES DEL TOMS DEL NIMBUS-7. SOBREVUELO DE MADRID. 1978-1993	133
Figura 4-4. Diagrama de ángulos solares cenitales en el momento de la medida del TOMS representativo del sobrevuelo de Madrid. Elaborado con la serie del Nimbus-7. 1978-1993	134
FIGURA 4-5. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN DE LOS PUNTOS CENTRALES DE LAS IMÁGENES DEL OMI DEL SATÉLITE AURA. SOBREVUELO DE MADRID. 2004-2008 EL PUNTO ROJO ES LA POSICIÓN DEL CENTRO RADIOMÉTRICO NACIONAL .	135
FIGURA 4-6. DIFERENCIAS VERSIÓN 8 – VERSIÓN 7 POR FRANJAS DE LATITUD.....	137
FIGURA 4-7. AJUSTE LINEAL ENTRE LOS VALORES DE TOC MEDIDOS POR EL TOMS N7 EN MADRID Y LOS VALORES MEDIDOS POR EL ESPECTROFOTÓMETRO BREWER DE MADRID ENTRE EL 1 DE ENERO DE 1993 Y EL 6 DE MAYO DE 1993.	141
FIGURA 4-8. DIFERENCIAS ENTRE LAS ESTIMACIONES MEDIANTE MODELOS LINEALES DE LOS VALORES DEL EP TOMS MENOS LOS VALORES DE BREWER. PERIODO 1996-2001.	150
FIGURA 4-9. VALOR DE LOS PROMEDIOS MENSUALES DE LA ERROR DE DESVIACIÓN ABSOLUTA PROMEDIO (MABE) DE LAS DIFERENCIAS DE LAS MEDIDAS DE TOC DESDE LOS INSTRUMENTOS TOMS A BORDO DEL EARTH PROBE (1996-2001) Y OMI (2003-2008 EN MURCIA Y 2005-2008 EN MADRID) A BORDO DEL AURA Y LOS VALORES DE TOC MEDIDOS POR LOS ESPECTROFOTÓMETROS BREWER DE MADRID Y MURCIA.....	154
FIGURA 4-10. Valor de la desviación estándar mensual para el error de desviación absoluta promedio (MABE) de las diferencias de las medidas de TOC desde los instrumentos TOMS Earth Probe y OMI-Aura y los valores de TOC medidos por los Brewer de Madrid y Murcia.....	155
FIGURA 4-11. RADIACIÓN SOLAR DIRECTA VS RADIACIÓN DIFUSA SOBRE MADRID EN JUNIO, JULIO Y AGOSTO ENTRE 1996 Y 2001 DE ACUERDO A LA CLASIFICACIÓN DE GRUPOS BASADA EN LOS VALORES DIARIOS DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA, NUBOSIDAD A LAS 13 HORAS E ÍNDICE DE AEROSOLES DEL EP TOMS.	161
FIGURA 4-12. ÍNDICE DE AEROSOLES VS NUBOSIDAD A LAS 13 HORAS TMG SOBRE MADRID RETIRO EN JUNIO, JULIO Y AGOSTO ENTRE 1996 Y 2001 DE ACUERDO A LA CLASIFICACIÓN DE GRUPOS BASADA EN LOS VALORES DIARIOS DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA, NUBOSIDAD A LAS 13 HORAS, ÍNDICE DE AEROSOLES DEL EP TOMS.	161
FIGURA 4-13. DIAGRAMA DE DISPERSIÓN PARA LAS CORRELACIONES LINEALES ENTRE LAS MEDIDAS DE TOC DE EP-TOMS Y BREWER SOBRE MADRID. PERIODO 1996-2001.P.	165

FIGURA 5-1. DIAGRAMA CONJUNTO DE CAJAS Y BIGOTES PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS N7. PERIODO 1978-1993.	182
FIGURA 5-2. HISTOGRAMA VALORES TOC DIARIOS PARA MADRID. TOMS DEL NIMBUS-7. 1978 A 1993	183
FIGURA 5-3. DIAGRAMA CONJUNTO DE CAJAS Y BIGOTES PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS EP. PERIODO 1996-2001.	185
FIGURA 5-4. AJUSTE DE DISTRIBUCIÓN SERIE EARTH PROBE DE MURCIA 1996-2001	185
FIGURA 5-5. AJUSTE DE DISTRIBUCIÓN SERIE OMI-AURA DE MURCIA 2005-2008	186
FIGURA 5-6. DISTRIBUCIÓN DE VALORES DE TOC SOBRE MADRID MEDIDOS POR EL BREWER. PERIODO 2005-2008	188
FIGURA 5-7. AGRUPACIÓN DE DATOS DIARIOS DE TOC POR MESES SEGÚN DIAGRAMA DE CAJAS Y BIGOTES. MADRID BREWER 1993-2002	197
FIGURA 5-8. PROMEDIOS QUINCENALES DE VALORES DIARIOS DE TOC SOBRE MADRID PARA BREWER Y TOMS (EP Y NIMBUS-7).....	201
FIGURA 5-9. PROMEDIOS QUINCENALES DE VALORES DIARIOS DE TOC SOBRE MURCIA PARA BREWER Y TOMS (EP Y NIMBUS-7).....	204
FIGURA 5-10. PROMEDIOS DIARIOS DE VALORES DE TOC. SERIES TOMS N-7. PERIODO DE TIEMPO 1978-1993.....	206
FIGURA 5-11. PROMEDIOS DIARIOS DE VALORES DE TOC SUAVIZADOS MEDIANTE FILTRO DE MEDIA MÓVIL DE 10 DÍAS SERIES TOMS N-7. PERIODO DE TIEMPO 1978-1993.....	207
FIGURA 5-12. PROMEDIOS DIARIOS DE VALORES DE TOC SUAVIZADOS MEDIANTE FILTRO DE MEDIA MÓVIL DE 10 DÍAS. SERIES N7 1978-1993, EARTH PROBE 1996-2001, BREWER 1993-2002, BREWER 2005-2008. MADRID.	208
FIGURA 5-13. PROMEDIOS DIARIOS DE VALORES DE TOC SUAVIZADOS MEDIANTE FILTRO DE MEDIA MÓVIL DE 10 DÍAS.SERIES N7 1978-1993, EARTH PROBE 1996-2001, BREWER 1996-2001, BREWER 2002-2008. MURCIA.....	209
FIGURA 5-14. TENDENCIAS ESTADÍSTICAMENTE SIGNIFICATIVAS AL 90% O MÁS PARA SERIES DE SOBREVUELOS DEL TOMS NIMBUS-7 EN EL PERIODO 1978-1993 Y BARRAS DE ERROR. MADRID Y MONT LOUIS.....	214
FIGURA 5-15. TENDENCIAS ESTADÍSTICAMENTE SIGNIFICATIVAS AL 90% O MÁS PARA SERIES DE SOBREVUELOS DEL TOMS NIMBUS-7 EN EL PERIODO 1978-1993 Y BARRAS DE ERROR. MURCIA Y LISBOA	215
FIGURA 5-16. TENDENCIAS ESTACIONALES EN LATITUD 35 N ANTES Y DESPUÉS DEL CAMBIO DE TENDENCIA. CORTESÍA DE B. WEATHERHEAD	216

FIGURA 6-1. FIGURA 7 DEL TRABAJO DE HUDSON ET AL., 2003, MOSTRANDO COMO ES POSIBLE EL ORIGEN DE UN HISTOGRAMA TÍPICO DE VALORES DE TOC A PARTIR DE DOS DISTRIBUCIONES GAUSSIANAS.....	228
FIGURA 6-2. HISTOGRAMA DE VALORES DE TOC PARA EL SOBREVUELO DEL TOMS DEL N7 SOBRE MADRID. INTERVALO TEMPORAL: 1978-1993.....	230
FIGURA 6-3. FRECUENCIAS RELATIVAS PARA CLASES CON INTERVALOS DE 10 UD DESDE 200 A 500 UD... ..	233
FIGURA 6-4. ESTIMACIÓN DE LAS FDP MEDIANTE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS DATOS DE TOC DE LA SERIE DE SOBREVUELOS DE MADRID.	235
FIGURA 6-5. ESTIMACIONES DE LA FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD A PARTIR DE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS SOBREVUELOS DE MADRID (N7 Y EP).....	238
FIGURA 6-6. ESTIMACIONES DE LA FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD A PARTIR DE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS SOBREVUELOS DE MURCIA (N7 Y EP).	240
FIGURA 6-7. ESTIMACIÓN DE LAS FDP MEDIANTE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS DATOS DE TOC DE LOS TROZOS DE LA SERIE BREWER DE MADRID.	244
FIGURA 6-8. ESTIMACIONES DE LA FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD A PARTIR DE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS DATOS DE TOC DE LOS TRAMOS DE LA SERIE BREWER DE MADRID.....	246
FIGURA 6-9. ESTIMACIONES DE LA FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD A PARTIR DE FUNCIONES KERNEL GAUSSIANAS (MITAD DE ANCHO DE BANDA) PARA LOS DATOS DE TOC DE LOS TROZOS DE LA SERIE BREWER DE MURCIA.	249
FIGURA 7-1. DIFERENCIAS ENTRE LOS PROMEDIOS QUINCENALES DE TOC ENTRE SOBREVUELOS SELECCIONADOS PARA MOSTRAR LOS GRADIENTES SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA.SOBREVUELOS N7.....	262
FIGURA 7-2. DIFERENCIAS ENTRE LOS PROMEDIOS QUINCENALES DE TOC ENTRE SOBREVUELOS SELECCIONADOS PARA MOSTRAR LOS GRADIENTES SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICAS SOBREVUELOS EARTH PROBE	263
FIGURA 7-3. ESTIMACIÓN DE LAS FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DATOS MENSUALES DE FEBRERO PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7. PERIODO DE TIEMPO: 1979-1993.	265
FIGURA 7-4. ESTIMACIÓN DE LAS FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DATOS MENSUALES DE MAYO PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7. PERIODO DE TIEMPO: 1979-1993.	266

FIGURA 7-5. ESTIMACIÓN DE LAS FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DATOS MENSUALES DE AGOSTO PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7. PERIODO DE TIEMPO: 1979-1993.	267
FIGURA 7-6. ESTIMACIÓN DE LAS FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DATOS MENSUALES DE NOVIEMBRE PARA LOS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7. PERIODO DE TIEMPO: 1979-1993.	268
FIGURA 7-7. ESTIMACIÓN DE LAS FUNCIONES DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DATOS MENSUALES PARA LOS SOBREVUELOS DEL EARTH PROBE-TOMS. PERIODO DE TIEMPO: 1996-2001	269
FIGURA 7-8. DIFERENCIAS ENTRE EL NIVEL DE LA TROPOPAUSA MEDIA MENSUAL EN EL ÁREA OCCIDENTAL MENOS EL NIVEL EN EL ÁREA ORIENTAL AMBOS EXPRESADOS EN hPa Y BARRAS DE ERROR ESTÁNDAR.	273
FIGURA 7-9. PROMEDIOS DEL NIVEL DE LA TROPOPAUSA PARA LOS MESES DE NOVIEMBRE DESDE 1948 A 2004 PARA LAS ZONAS OESTE (WeNov) Y ESTE (EaNov) DE LA PENÍNSULA IBÉRICA SEGÚN DEFINICIÓN DEL APARTADO 7.1.	276
FIGURA 7-10. PROMEDIO MENSUAL DEL TOC SOBRE LOS CINCO SOBREVUELOS DEL TOMS N7 PARA EL MES DE NOVIEMBRE. PERIODO: 1978-1992.	277
FIGURA 7-11. DIAGRAMA DE CAJAS Y BIGOTES PARA LOS VALORES DIARIOS DE TOC DEL MES NOVIEMBRE CLASIFICADOS POR AÑOS.	278
FIGURA 8-1. MODELO DE UN PERCEPTRÓN MULTICAPA.	287
FIGURA 8-2. MODELO DE NEURONA	288
FIGURA 8-3. PROCEDIMIENTO DE MODELIZACION DEL TOC. LA PREDICCIÓN MEDIANTE REDES NEURONALES SE REALIZA DESPUÉS DE OBTENER UNA SERIE DESESTACIONALIZADA RESULTADO DE RESTAR LA CURVA DE AJUSTE AL CICLO ANUAL DE LAS OBSERVACIONES.	321
FIGURA 8-4. REPRESENTACIÓN DEL MODELO DE CURVA ESTACIONAL SEGUN (NASA, 2000). EN TRAZO FINO, LAS CUATRO COMPONENTES Y EN TRAZO GRUESO EL RESULTADO FINAL.	324
FIGURA 8-5. LAS SUBFIGURAS DE LA (A) A LA (F) MUESTRAN EL RENDIMIENTO DE LAS PREDICIONES DEL TOC MEDIANTE REDES NEURONALES Y EL MEJOR MODELO CLÁSICO (ARIMA) EN COMPARACIÓN CON LOS DATOS OBSERVADOS PARA EL PERIODO DE TEST ENTRE MAYO DE 1990 Y ABRIL DE 1993. A) MADRID, B) ARENOSILLO, C) LISBOA, D) MONT-LOUIS, E) MURCIA Y F) PROMEDIO 5 EMPLAZAMIENTOS.	332

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 2-1. TOMS NIMBUS-7 Y EARTH PROBE. EMPLAZAMIENTO SOBREVUELOS SELECCIONADOS.	94
TABLA 2-2. EMPLAZAMIENTOS PENINSULARES DE LOS ESPECTROFOTÓMETROS BREWER DE AEMET	94
TABLA 2-3. LISTA RESUMEN DE LOS CONJUNTOS DE DATOS DE TOTAL DE OZONO EN COLUMNA UTILIZADOS EN ESTE TRABAJO: PERIODO DE DATOS, OBSERVATORIO, TIPO DE INSTRUMENTO..	96
TABLA 4-1. DIFERENCIA ENTRE VALORES DE TOC (UD) DE LA VERSIÓN 8 FRENTE A VERSIÓN 7 SOBREVUELOS DEL TOMS NIMBUS-7 1978-1993) PARA LOS OBSERVATORIOS DE IZAÑA, ARENOSILLO, MURCIA, MADRID, LISBOA Y CARPENTRAS.....	138
TABLA 4-2. VALORES PROMEDIOS SERIES TOTAL OZONO TOMS METEOR PARA MADRID	142
TABLA 4-3. COMPARACIÓN VALORES TOC PROCEDENTES DE LOS SOBREVUELOS SOBRE MADRID DEL TOMS DEL METEOR-3 FRENTE A LOS DEL NIMBUS-7 PARA EL PERIODO EN QUE COINCIDIERON EN LAS MEDIDAS	143
TABLA 4-4. MADRID EPTOMS – BREWER. PROMEDIO DE DIFERENCIAS MENSUALES EN UD, DESVIACIÓN ESTÁNDAR, MBE Y MABE PROMEDIOS MENSUALES PARA LAS DIFERENCIAS EN LOS VALORES DE TOC DEL EP TOMS Y EL BREWER EN MADRID EN EL PERIODO 1996 Y 2001.	144
TABLA 4-5. PARÁMETROS DE LOS AJUSTES LINEALES PARA EL AÑO ENTERO Y DIFERENTES MESES ENTRE LOS DATOS DE TOC PROCEDENTES DE LOS SOBREVUELOS DEL EP TOMS PARA MADRID Y LOS VALORES MEDIDOS POR EL BREWER 070 EN MADRID. PERIODO DE TIEMPO 1996-2001.	146
TABLA 4-6. MURCIA EPTOMS – BREWER. PROMEDIO DE DIFERENCIAS MENSUALES EN UD, DESVIACIÓN ESTÁNDAR, MBE Y MABE PROMEDIOS MENSUALES PARA LAS DIFERENCIAS EN LOS VALORES DE TOC DEL EP TOMS Y EL BREWER EN MURCIA EN EL PERIODO 1996 Y 2001.	148
TABLA 4-7. PARÁMETROS DE LOS AJUSTES LINEALES PARA EL AÑO ENTERO Y DIFERENTES MESES ENTRE LOS DATOS DE TOC PROCEDENTES DE LOS SOBREVUELOS DEL EP TOMS PARA MURCIA Y LOS VALORES MEDIDOS POR EL BREWER 117 EN MURCIA. PERIODO DE TIEMPO 1996-2001.	149
TABLA 4-8. VALORES ABSOLUTOS DE LOS PROMEDIOS MENSUALES DE LAS DIFERENCIAS ENTRE LOS SOBREVUELOS DEL OMI Y LOS VALORES DE BREWER Y RELATIVOS RESPECTO A LOS PROMEDIOS MENSUALES DE MADRID (ENERO 2005 A JUNIO	

2008) Y MURCIA (ENERO 2003 A AGOSTO 2008) EXPRESADOS EN UNIDADES DOBSON Y PORCENTAJES RESPECTIVAMENTE.	153
TABLA 4-9. POSICIÓN DE LOS CENTROIDES DE LAS CATEGORÍAS OBTENIDAS EN EL ANÁLISIS DE GRUPOS BASADO EN LOS VALORES DE DESVIACIÓN RELATIVA SOBRE EL PROMEDIO DE LA RADIACIÓN SOLAR GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA PARA EL PERIODO DE JUNIO, JULIO Y AGOSTO ENTRE 1996 Y 2001.	159
TABLA 4-10. PARÁMETROS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ENTRE LAS MEDIDAS DE TOC PROCEDENTES DE EP- TOMS Y BREWER EN MADRID. PERIODO 1996-2001	163
TABLA 4-11. POSICIÓN DE LOS CENTROIDES DE LAS CATEGORÍAS OBTENIDAS EN EL ANÁLISIS DE GRUPOS BASADO EN LOS VALORES DE DESVIACIÓN RELATIVA SOBRE EL PROMEDIO DE LA RADIACIÓN SOLAR GLOBAL, DIRECTA Y DIFUSA PARA EL PERIODO DE JUNIO, JULIO Y AGOSTO ENTRE 2005 Y 2008	166
TABLA 4-12. PARÁMETROS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ENTRE LAS MEDIDAS DE TOC PROCEDENTES DE OMI Y BREWER EN MADRID. PERIODO 2006-2008	167
TABLA 4-13. PARÁMETROS OBTENIDOS EN EL ANÁLISIS DE CORRELACIÓN ENTRE LAS MEDIDAS DE TOC PROCEDENTES DE GOME Y BREWER EN MADRID. PERIODO 1996-2008.0.....	170
TABLA 5-1. VALORES ESTADÍSTICOS DE LAS SERIES DE TOC DE LOS SOBREVUELOS DEL TOMS NIMBUS 7 VERSIÓN 8.....	181
TABLA 5-2. VALORES ESTADÍSTICOS DE LAS SERIES DE TOC DE LOS SOBREVUELOS DEL TOMS EARTH PROBE VERSIÓN 8 ENTRE 1996 Y 2001.	184
TABLA 5-3. VALORES ESTADÍSTICOS PARA SOBREVUELOS SOBRE MADRID Y MURCIA DEL OMI-AURA ENTRE 2005 Y 2008	186
TABLA 5-4. RESUMEN ESTADÍSTICO PARA LAS SERIES DE DATOS DE TOC DEL BREWER DE MADRID ENTRE 1993-2002 Y 2005-2008.....	188
TABLA 5-5. RESUMEN ESTADÍSTICO PARA LAS SERIES DE DATOS DE TOC DEL BREWER DE MURCIA ENTRE 1996-2002 Y 2003-2008.....	189
TABLA 5-6. DIFERENCIAS ABSOLUTA Y RELATIVAS ENTRE MEDIAS Y MEDIANAS DE LAS SERIES DE VALORES DE LOS SOBREVUELOS TOMS DEL EARTH PROBE (1996-2001) Y DEL NIMBUS-7 (1978-1993).	190
TABLA 5-7. VALORES DE TOC PARA DIFERENTES SERIES DE MADRID	192

TABLA 5-8. VALORES DE TOC PARA DIFERENTES SERIES DE MURCIA	193
TABLA 5-9. MEDIAS MENSUALES TOC MADRID EN UNIDADES DOBSON	195
TABLA 5-10. MEDIAS MENSUALES TOC MURCIA EN UNIDADES DOBSON.	196
TABLA 5-11. VALORES PROMEDIO DE TOC EN MADRID PARA CADA QUINCENA A PARTIR DE DATOS DIARIOS	199
TABLA 5-12. VALORES PROMEDIO DE TOC EN MURCIA PARA CADA QUINCENA A PARTIR DE DATOS DIARIOS	202
TABLA 5-13. VALORES PROMEDIOS DIARIOS EXTREMOS PARA LAS SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7	205
TABLA 5-14. VALORES DE LA PENDIENTE DE AJUSTE DE LAS ANOMALÍAS DE TOC NORMALIZADAS CON EL TIEMPO Y ERRORES ESTIMADOS EN EL CÁLCULO DE LA PENDIENTE (AÑO ⁻¹)	213
TABLA 6-1. VALORES MÁS PROBABLES PARA LOS REGÍMENES DE OZONO EN MADRID Y MURCIA A PARTIR DE LAS SERIES DE SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7 (1978-1993) Y DEL EARTH PROBE (1996-2001).	241
TABLA 6-2. COMPOSICIÓN DE PÉRDIDAS Y GANANCIAS ENTRE LOS VALORES Y FRECUENCIAS DE LOS REGÍMENES DE OZONO DEL EARTH PROBE (1996-2001) MENOS LOS DEL N7 (1978-1993).	243
TABLA 6-3. VALORES REPRESENTATIVOS PARA CADA UNO DE LOS REGÍMENES DE OZONO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA DEPUÉS DE APLICAR LA TÉCNICA DE AGREGACIÓN EN CONGLOMERADOS.	252
TABLA 7-1. COEFICIENTES DE CORRELACIÓN POR RANGOS DE SPEARMAN ENTRE SERIES DE SOBREVUELOS DEL TOMS DEL NIMBUS-7 SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA.	260
TABLA 7-2. CINCO VALORES MÁS BAJOS DEL NIVEL DE PRESIÓN DE LA TROPOPAUSA PROMEDIADA EN EL MES DE NOVIEMBRE A PARTIR DEL REANÁLISIS DEL NCEP PARA LAS ÁREAS ESTE Y OESTE DE LA PENÍNSULA IBÉRICA.	275
TABLA 8-1. COEFICIENTES DE CORRELACIÓN DE RANGOS DE SPEARMAN Y VALOR-P PARA LOS PARES DE DATOS DE TOC DE LOS SOBREVUELOS DEL TOMS N7 Y LAS VARIABLES METEOROLÓGICAS PROMEDIADAS SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA. . .	296
TABLA 8-2. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLÓGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. ESTADÍSTICAS Y RESULTADOS DEL MODELO PARA TODO EL AÑO.	301
TABLA 8-3. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLÓGICA INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. ESTADÍSTICOS AGRUPADOS POR TRIMESTRES (EFM-AMJ-JAS-OND)..	303
TABLA 8-4. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLÓGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. RESULTADOS DEL MODELO PARA LOS TRIMESTRES: EFM, AMJ, JAS Y OND.	307

TABLA 8-5. VALORES DE LOS CENTROIDES DE LOS CONGLOMERADOS. PERIODO DE TIEMPO 1978-2008. PROMEDIOS MENSUALES DE LAS VARIABLES UTILIZADAS A LO LARGO DE ESTE APARTADO.	308
TABLA 8-6. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLOGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. ESTADÍSTICAS DEL AJUSTE PARA LOS GRUPOS: INVIERNO, TRANSICIÓN 2, VERANO, TRANSICIÓN 4.	311
TABLA 8-7. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLOGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. EXPRESIONES DE LOS MODELOS LINEALES DEL AJUSTE PARA LOS GRUPOS: INVIERNO, TRANSICIÓN 2, VERANO, TRANSICIÓN 4.	314
TABLA 8-8. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLOGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. ESTADÍSTICAS DEL AJUSTE PARA LOS GRUPOS: AÑOS TIPO 1 Y AÑOS TIPO 2.....	316
TABLA 8-9. REGRESIÓN LINEAL MÚLTIPLE ENTRE VARIABLES METEOROLOGICAS INDEPENDIENTES Y TOC EN DIFERENTES EMPLAZAMIENTOS Y SERIES. EXPRESIONES DE LOS MODELOS LINEALES DEL AJUSTE PARA LOS GRUPOS: AÑOS TIPO 1 Y AÑOS TIPO 2.	318
TABLA 8-10. COMPARATIVA DE RESULTADOS OBTENIDOS POR LOS DIFERENTES ALGORITMOS EXPRESADOS EN TÉRMINOS DEL RMSE EN UNIDADES DOBSON.	330

PROLOGO

La presente tesis se organiza en nueve capítulos, que permiten abarcar los diferentes aspectos cubiertos a lo largo de la investigación para satisfacer los objetivos expresados anteriormente. A continuación se describe brevemente cada uno de los apartados que conforman la estructura que vertebrará el presente trabajo.

Tras el capítulo de introducción en el que se describe la importancia del conocimiento de la evolución del Total de Ozono en Columna en la atmósfera y se detallan los objetivos de esta tesis, el segundo capítulo está dedicado a la descripción de la física y química de este gas, sus mecanismos de formación y destrucción, los fenómenos dinámicos que configuran su distribución espacial y sus variaciones estacionales así como un apunte de las causas generales que originan su variación en las últimas décadas. Por último se describen el tipo y fuente de datos utilizados.

El tercer capítulo está dedicado a las técnicas e instrumentos de medida del ozono con especial énfasis en los instrumentos que han servido principalmente para generar los datos en que se basa este trabajo.

El capítulo cuarto proporciona un estudio de la calidad de los datos y aporta información sobre el comportamiento de cada instrumento en base a su relación con los datos procedentes de otras fuentes instrumentales. Se aporta en él una técnica basada en el análisis de conglomerados para identificar días con mayor o menor turbiedad atmosférica y poder realizar una comparación entre datos de TOC procedentes de satélite y de espectroradiómetro en tierra.

Los capítulos quinto y sexto aportan los elementos básicos para comprender la evolución del TOC sobre la Península Ibérica entre finales de 1978 y el año 2008. Para ello se estudian las diferentes escalas de tiempo: diaria, quincenal, mensual y anual y, en el Capítulo 6 avanzamos en la clasificación de la variabilidad del TOC mediante el uso de métodos estadísticos de análisis de frecuencias relativas, de funciones kernel y de análisis de cluster con objeto de caracterizar el comportamiento de cada una de las series y poder destacar los cambios a lo largo de los diferentes periodos. Se ha utilizado también el análisis de conglomerados. Con estas herramientas, se buscarán las analogías con el modelo conceptual de “regímenes de ozono” tal y como está expuesto en dos artículos (Hudson et al., 2003) y (Hudson et al., 2006) para avanzar una explicación sobre los cambios en la distribución anual y a lo largo del periodo 1978-2008 del TOC sobre la Península Ibérica.

Los Capítulos séptimo y octavo conforman la sección de modelización de esta tesis utilizando técnicas computacionales para el estudio del TOC. En el Capítulo séptimo, como preparación del detallado análisis del Capítulo octavo, se realiza un estudio de la variabilidad espacial sobre los cinco emplazamientos en que existe serie de TOC basado en instrumentos a bordo de satélites y de los dos emplazamientos de espectrofotómetro Brewer. Además se estudia la relación con una de las variables atmosféricas que tiene mayor relación con el TOC y destacamos el comportamiento extraordinario de ambas variables en los meses de noviembre de 1992 y 1994.

En el Capítulo octavo, abordamos de lleno la predicción de series de TOC sobre la Península Iberica y encontraremos una detallada batería de análisis en las que las herramientas básicas servirán para justificar la elección de las variables utilizadas en los métodos más complejos. Entre estos últimos se encuentran diferentes métodos de Técnicas de Inteligencia Computacional incluyendo redes neuronales, Programación Evolutiva y Bancos de Redes

Neuronales. Se utilizan también metodología de Box-Jenkins que han sido ampliamente utilizados en el análisis y predicción de series temporales. Con ello obtendremos diversos modelos de predicción del TOC basados en series de variables dinámicas y termodinámicas así como en Indices Climaticos, evaluando el rendimiento de cada modelo.

Entre otras variables se destaca la importancia del nivel de la tropopausa y de la distribución de temperaturas a 50 y 150 hPa (Steinbrecht et al., 2003). Se realiza un estudio preliminar sobre las causas principales de dicha variabilidad, en particular de las variaciones de la tropopausa sobre diferentes puntos de la Península Ibérica cuyas diferencias ponen de manifiesto los factores dinámicos que modulan el TOC en un terreno comparativamente pequeño como es dicha Península.

Finalmente, el Capítulo noveno está dedicado a las conclusiones de este trabajo y a posibles líneas de trabajo para continuar la investigación en el futuro.

1 INTRODUCCION

1.1 PRESENTACIÓN Y CONTEXTO: EVOLUCIÓN DEL OZONO EN LA ESTRATOSFERA EN LAS ÚLTIMAS DÉCADAS

La molécula de ozono está formada por tres átomos de oxígeno en lugar de los dos que componen la molécula normal de oxígeno. El ozono fue descubierto en 1785 por el físico holandés Martinus van Marum trabajando con maquinas electrostáticas, en las cuales percibió el olor de un gas (ozono). En mayo de 1840 el químico alemán Christian Schönbein, de la Universidad de Basilea, lo nombró ozono, raíz griega que significa *Ozein* (exhalar un olor, sentir). En 1863 Soret estableció la relación entre el oxígeno y el ozono, al encontrar que 3 volúmenes de oxígeno se convertían en dos del nuevo gas.

Ya en el último cuarto del siglo XIX, se descubrió el importante papel que desempeñaba el gas ozono al absorber la radiación en ciertas longitudes de onda del ultravioleta y en la modulación de la cantidad total de esta radiación que llegaba a la superficie de la Tierra (Cornu, 1879), (Hartley, 1880). Además de este efecto biológico, los procesos fotoquímicos de formación provocan absorción de energía en su entorno y desempeñan un papel importante en la distribución térmica de la estratosfera, explicando el calentamiento que tiene lugar cuando nos elevamos desde la tropopausa hasta su zona media (Andrews et al. 1987). El máximo de temperatura se encuentra alrededor de los 50 km y recibe el nombre de estratopausa, separando la estratosfera de la región superior o mesosfera.

La mayor o menor presencia de ozono en esa capa altera el equilibrio fotoquímico en ella, originando cambios térmicos en su seno pero también cambios en la radiación ultravioleta que llega a la superficie. De ahí la importancia de la presencia de compuestos de cloro en la estratosfera en la evolución de la citada capa, y que fue puesta de manifiesto en los años 70 de manera teórica en una serie de trabajos (Molina y Rowland, 1974), (Cruetzen, 1970, 1971 y 1974) de gran importancia para la Física y Química de la Atmósfera. En el Capítulo 2 nos extenderemos más ampliamente sobre el desarrollo de dichas teorías, para cuya corroboración tuvieron especial importancia las observaciones del contenido total de ozono y su distribución vertical, que se realizaron en la década de los 80 del siglo XX.

Una confirmación experimental de esas nuevas ideas se obtuvo al observar la atmósfera sobre la Antártida en la década de los 80, ya que, por su especial dinámica, la renovación del aire en su estratosfera se realiza de manera más lenta que en otras partes del globo y las temperaturas estratosféricas en el periodo invernal pueden alcanzar valores muy bajos. Se constató en los primeros años de la década de los 80 cómo desaparecía una importante fracción del total de ozono en columna sobre una significativa porción de dicho continente en los comienzos de la primavera austral. Los valores promedio durante esos meses mostraban una importante anomalía respecto a los de la década de los 60. Como curiosidad, hay que decir que este fenómeno había sido mostrado inicialmente por el instrumento TOMS a bordo del satélite de la NASA: Nimbus-7 pero fue inicialmente descartado como error instrumental. El fenómeno fue finalmente corroborado por mediciones que se realizaron de manera independiente en distintos puntos del continente mediante instrumentos en tierra o mediante ozonosondeos, entre ellos los trabajos realizados mediante los datos de bases del Reino Unido (Farman et al., 1985) o de Japón

(Chubachi, 1985). Todas estas medidas pusieron de manifiesto la amplitud del problema real que afectaba a dicha capa. Para ilustrar el comportamiento específico de la Antártida y el descenso de los niveles de ozono a partir de la década de los 80, se muestra en la Figura 1.1, un gráfico tomado del trabajo original de G.M.B.Dobson publicado en el Quarterly Journal de la Royal Meteorological Society en 1966 titulado "Annual Variation of Ozone in Antarctica", comparando los datos de Resolute Bay (74° 41' N) en el Ártico canadiense y los de Halley Bay (aproximadamente a 75° 35' S) junto al mar de Wedell en la Antártida. En la gráfica de Resolute se aprecia el fuerte aumento del total de ozono en la primavera boreal mientras que los datos de los años 60 en Halley Bay muestran valores próximos a 300 Unidades Dobson con un crecimiento muy suave hasta bien avanzada la primavera austral. La diferencia de los valores de primavera de las dos zonas polares se debe a que en el hemisferio sur se forma en invierno un vórtice polar austral permanente sobre la Antártida originado porque este hemisferio es principalmente oceánico y, a excepción de los Andes, no hay cordilleras o masas de tierra tan importantes como en el hemisferio norte capaces de perturbar la circulación atmosférica. En cambio, en el hemisferio norte en invierno el vórtice sufre frecuentes roturas, entrando aire con más contenido de ozono. Según las anotaciones de Dobson, había una diferencia de 200 UD entre ambos hemisferios para los valores de total de ozono en columna promedios para el mes de marzo.

R. Stolarski del Goddard Flight Space Centre de la NASA, añadió a esta gráfica las medidas tomadas en Halley Bay en 1994, en el cual se muestra la drástica disminución de los niveles de ozono al final del invierno y principios de la primavera austral, recuperándose a continuación como en el caso de la gráfica de los años 60, por la rotura del vórtice austral avanzada la

primavera, pero manteniéndose por debajo de los niveles de ozono registrados en aquellas épocas.

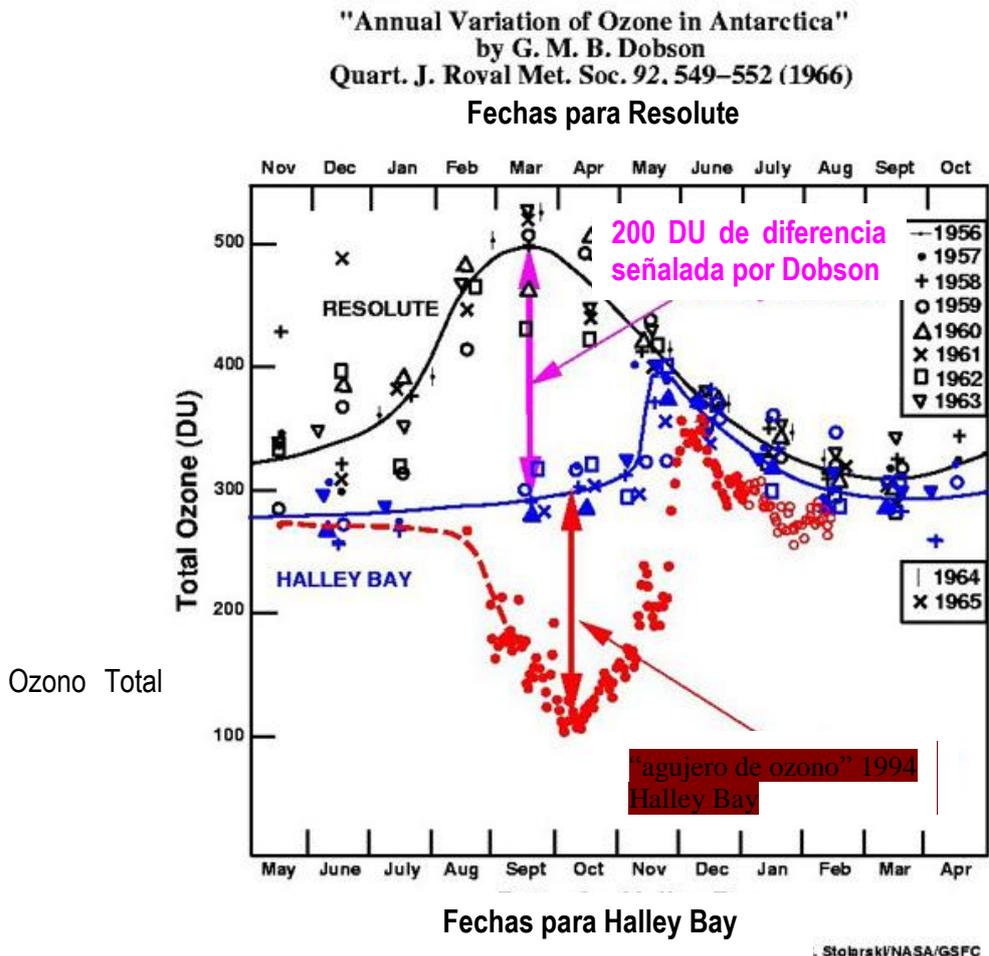


Fig.1.1. Evolución del total de ozono en dos estaciones del Ártico: Resolute Bay a 75° 41'N y del Antártico: Halley Bay a 75° 35'S. Fuente: G.M.B. Dobson y R. Stolarski. Publicado en el curso Stratospheric Ozone (curso electrónico editado por el Goddard Space Flight Centre de la NASA)

Otra fuente fundamental para el estudio de la disminución del total de ozono en columna en las últimas décadas ha sido la serie más larga de registros de alta calidad de esta variable, realizada en la localidad suiza de Arosa. Esta serie se remonta hasta los años 20 del pasado siglo. Los

registros obtenidos desde 1979 se corresponden muy bien con los obtenidos mediante satélite. Los registros en las décadas de los 80 y 90 son tan diferentes a los obtenidos en las décadas anteriores que no es preciso técnicas muy sofisticadas para observarlo tal y como se muestra en la Figura 1.2., adaptación de la original de la página web del Institute for Atmospheric and Climate Science (ETHZ)

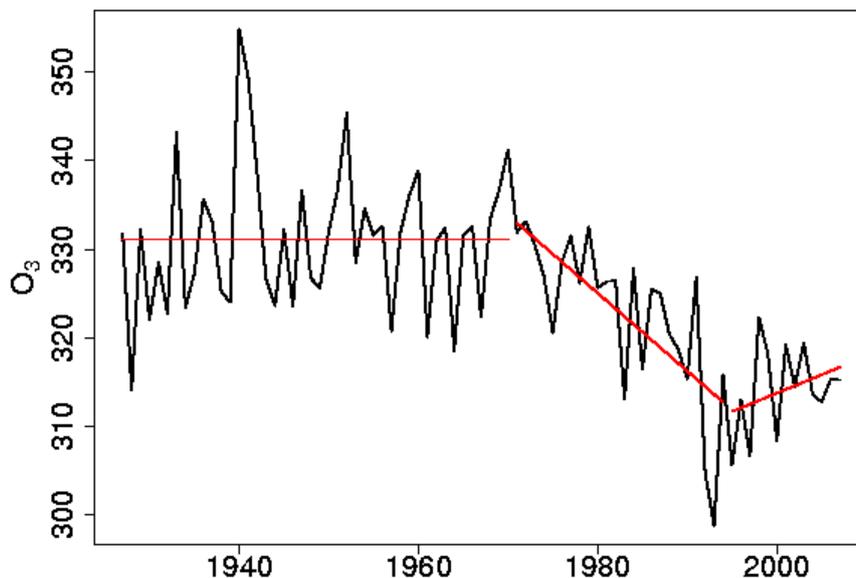


Fig. 1.2. Evolución anual del promedio de contenido total de ozono en columna de la serie de Arosa (Suiza) desde 1926 hasta la actualidad. Se han superpuesto líneas de tendencia desde 1926 hasta 1973, desde 1974 hasta 1995 y desde 1996 hasta 2008.

En este trabajo vamos a estudiar la evolución del total de contenido en ozono en columna (TOC de aquí en adelante de sus siglas en inglés) sobre la península Ibérica con los datos disponibles. Como, desgraciadamente, no disponemos de series que se remonten a los años 20 como en Arosa, el estudio se referirá a los últimos 30 años en el periodo comprendido entre 1978, año en

el que comenzaron las observaciones de TOC mediante satélite de manera sistemática, hasta el año 2008 en que se dispone de los últimos datos verificados.

A lo largo de estos años, como se podrá ver en el apartado 1.6 y sobre todo en el Capítulo 3, se ha dispuesto de series de datos procedentes de instrumentos a bordo de satélites y de series de observaciones en tierra. En bastantes momentos se ha dispuesto de solapamientos temporales de observaciones sobre un mismo emplazamiento por lo que se van a realizar estudios de comparación de medidas procedentes de ambas fuentes, y se van a obtener conclusiones sobre la bondad de las observaciones de ambos tipos de instrumentos en el Capítulo 4.

Teniendo en cuenta la necesidad de caracterizar debidamente el comportamiento de la variable TOC a lo largo de este periodo y de que se dispone de dos emplazamientos fundamentales con abundancia de datos de ambos tipos: Madrid y Murcia, aunque también se dispone de otros emplazamientos adicionales va a ser posible experimentar algunas herramientas estadísticas de clasificación automática tales como funciones kernel, agrupamiento en clusters o redes neuronales, aparte de los elementos básicos de análisis y la regresión lineal (Capítulos 5, 6 y 8). La variabilidad espacial en dimensión tan reducida como la Península Ibérica es el motivo central del Capítulo 7 prestando atención a las diferencias latitudinales y longitudinales así como la evolución a lo largo del año de estas diferencias.

El conocimiento de la variabilidad del TOC sobre nuestro territorio tiene importancia fundamental, motivos académicos aparte, debido a que la disminución en el contenido total de ozono en columna lleva a incrementos de la radiación ultravioleta en tierra que pueden afectar a la salud de los seres vivos: animales y plantas y, por tanto, de manera directa o indirecta, a la salud y al bienestar del hombre (*van der Leun et al.*, 1995), por tanto, se comprende que se sintiera la

necesidad de tomar medidas a nivel mundial para atajar ese deterioro. A continuación pasamos a describir cómo la radiación ultravioleta es modulada por el ozono.

1.2 RADIACION ULTRAVIOLETA

De la cantidad total de la radiación ultravioleta emitida por el Sol que llega a la cima de la atmósfera, el porcentaje mayor pertenece a la región llamada Ultravioleta A y es relativamente inocua para la vida animal y vegetal, sin embargo, aquellas radiaciones de mayor contenido energético que alcanzan la superficie pueden tener un impacto muy elevado en el desarrollo de animales y plantas porque su elevada energía puede afectar a las cadenas de ADN de las células. El principal responsable de este hecho es la radiación Ultravioleta B (UVB en adelante) que está constituida por las radiaciones comprendidas entre 280 y 315 nm del espectro electromagnético. Se sabe que un descenso en los niveles de total de ozono en columna llevan a un incremento de la radiación UVB que llega a la superficie terrestre en ausencia de otros factores (Vanicek, 2000). El aumento de la radiación está asociado con problemas que afectan a la salud humana. Se estima que al final de la década de los 90 del siglo pasado, la radiación eritemática (radiación capaz de provocar quemaduras en la piel) aumentó en un 7% en invierno y un 4% en verano respecto a los años 60 en las latitudes medias (Madronich et al., 1998). Por otra parte, la radiación UVB está asociada con diferentes problemas de salud tales como cánceres de piel (Amstrong, 1994). Finalmente, el incremento de las actividades al aire libre, ha llevado a un aumento de la exposición al Sol. En algunas regiones, el aumento de las temperaturas ocurridas en las décadas de los 80 y 90 ha llevado también a mayor tiempo de exposición al aire libre. Como consecuencia, el número de casos de cáncer de piel en el Reino

Unido, por ejemplo, ha aumentado (Diffey, 2004), así como en Australia y los Estados Unidos, entre otros países (UNEP, 2005).

La variabilidad diurna y anual de la radiación solar UV está gobernada por parámetros astronómicos, geográficos y por las condiciones atmosféricas a lo largo de cada día. Las actividades humanas afectan a la atmósfera, cambiando su composición química como por ejemplo la introducción de contaminantes en el aire y los efectos de estos contaminantes sobre la capa de ozono.

Un factor que describe la sensibilidad de la intensidad de la radiación UVB a los cambios en el ozono total es el denominado Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) (Madronich S. 1993). Para pequeños cambios en el grosor de la capa de ozono el factor RAF representa el porcentaje de cambio en la intensidad UVB para un cambio de un 1% en la columna total de ozono. Para estimar la irradiancia dañina CIE (Commission Internationale de l'Eclairage), por ejemplo, para la radiación UV eritematógenamente efectiva, y variando la elevación solar y el ozono, el factor RAF varía en el rango 1.1-1.3. (McKinley, 1987).

Otro factor que afecta a las cantidades medidas de radiación instantánea y que tiene gran influencia en los totales diarios según la época del año es la elevación solar, siendo esta el ángulo entre el horizonte y la dirección del sol. En ocasiones se emplea el ángulo solar cenital siendo este el ángulo entre el cenit y la dirección del sol. Para elevaciones solares altas la radiación UV es más intensa debido a que los rayos solares atraviesan un camino menor a través de la atmósfera, pasando por lo tanto por una menor cantidad de absorbentes. La radiación solar, al depender fuertemente de este factor, varía con la latitud, estación y hora, siendo mayor en los trópicos, en verano, y al mediodía.

La altitud es otro factor relevante ya que la radiación UV aumenta con la altitud debido a que conforme va penetrando desde las capas exteriores hacia el exterior, la radiación directa va disminuyendo por absorción o por dispersión. Medidas realizadas mediante una combinación de instrumentos: espectrofotómetros, piranómetros de banda ancha y fotómetros solares instalados a diferentes altitudes en el macizo del Veleta (Granada) durante el año 2002 mostraron que el efecto neto era complejo de medir pero que el aumento de la radiación biológicamente activa por cada kilómetro podía estimarse entre 11 y 14% (Lorente, 2004).

La importancia de dicho factor en la población es de tal magnitud que en países tropicales o subtropicales ha obligado a realizar estudios de impacto en los que se propone la implantación de medidas preventivas para proteger a los escolares de la sobre exposición a los rayos solares, regulando los tiempos de recreo y de clase en función de ello. En particular, en un estudio realizado con escolares en San Luís de Potosí (México) a 1800 metros de altura sobre el nivel del mar, se justifica la implantación de medidas preventivas durante al menos el periodo de mayor exposición (marzo a junio), ya que en este lapso se recibe el 51% de la dosis anual de radiación ultravioleta. Los autores proponen la reducción de un 20% de la exposición diaria de los escolares al sol (unos ocho minutos al día). Con ese ahorro, en el periodo de 20 años de actividades escolares se ahorrarían aproximadamente dos años y cuatro meses de dosis de radiación, un promedio de 39 495 J/m² menos sobre la dosis total acumulada en la vida escolar. Hay que tener en cuenta que la exposición a los rayos ultravioleta tiene efectos acumulativos (Castanedo-Cazares, 2003).

Un estudio realizado sobre los niveles de radiación ultravioleta en Madrid en la década de los 90 (Gutiérrez et al., 2007). muestra un caso de estudio en el que se aprecia el efecto del aumento

de la radiación UVB hasta niveles récord coincidiendo con una drástica disminución puntual del total de ozono en columna. Sin embargo, de acuerdo con este mismo estudio, el factor principal de atenuación de la radiación ultravioleta es la nubosidad. Este punto ha sido corroborado en otros trabajos (Calbó et al. 2005) aunque en estas referencias también se menciona que hay algunos casos en los que cierto tipo de nubosidad puede producir aumento de la radiación ultravioleta.

1.3 EL PROTOCOLO DE MONTREAL. IMPACTO EN LA EVOLUCIÓN DEL TOC

El conocimiento de teorías que mostraban el impacto de ciertos compuestos de cloro y bromo de amplia aplicación industrial en la química del ozono y la observación experimental de la reducción de los niveles de ozono sobre la Antártida a mediados de los años 80 llevaron a la comunidad internacional a la aprobación de la Convención de Viena para la Protección de la Capa de Ozono en el año 1985 con rango de tratado internacional (texto disponible en la publicación World Meteorological Organization No. 16). Como fruto de dicha Convención, se adoptó en el año 1987 el "Protocolo de Montreal sobre las sustancias que destruyen la capa de ozono". En él se adoptaron medidas concretas a nivel internacional que obligaban a los gobiernos que lo ratificaron a partir de 1989 (todos los del mundo menos seis) a hacer frente a este problema. En 1988 se publicó el primer Informe del Panel Internacional sobre Tendencias del Ozono (WMO, 1988) y en 1989 la primera Evaluación Científica del Ozono Estratosférico (WMO, 1989). Estos documentos son la base técnica sobre la que se basa el trabajo de los órganos internacionales de seguimiento del Protocolo de Montreal. Los informes se producen cada cuatro años desde 1994 y, en función de esta información, el texto del Protocolo ha sido

mejorado en varias ocasiones. La primera ocasión fue en Londres en 1990, mas tarde en Copenhague en 1992, en Viena en 1995, en Montreal en 1997, y finalmente en Beijing en 1999.

El éxito del Protocolo se mide mediante la observación de las cantidades de sustancias que afectan a la capa de ozono y que se detallarán a lo largo de este trabajo. El último informe de la Evaluación Científica sobre la evolución del ozono de 2006 (UNEP/WMO, 2006) muestra en su resumen ejecutivo que las sustancias que contribuyen a la destrucción de dicha capa han estabilizado sus concentraciones en la atmósfera o se están reduciendo. Concluyen por tanto en que el Protocolo de Montreal está funcionando y que la situación comenzará a mejorar a partir de la siguiente década. Consecuentemente, las proyecciones a lo largo del siglo XXI sobre estas sustancias y sobre el total de ozono en el planeta indican una recuperación de los niveles similares a los de la década de 1970 para mitad de este siglo. Estas proyecciones pueden verse en la Figura 1.3.

En cuanto a referencias concretas sobre la disminución de las concentraciones de sustancias que llevan a la destrucción del ozono estratosférico asociadas a la aplicación del Protocolo de Montreal y sus Enmiendas se puede citar los trabajos de (Anderson et al., 2000) y de (Waugh et al. 2001). Todo ello lleva a considerar la importancia del conocimiento preciso de los niveles de total de ozono en columna sobre nuestro país en las pasadas décadas en función de los datos de satélite o de tierra, de manera que las nuevas observaciones a lo largo de las próximas décadas puedan situar correctamente los niveles de recuperación del ozono y sirvan para adecuar la actuación de las Partes del Protocolo de Montreal. Por tanto, este trabajo puede servir para crear la base de una climatología del ozono sobre la Península Ibérica de acuerdo a diferentes métodos estadísticos.

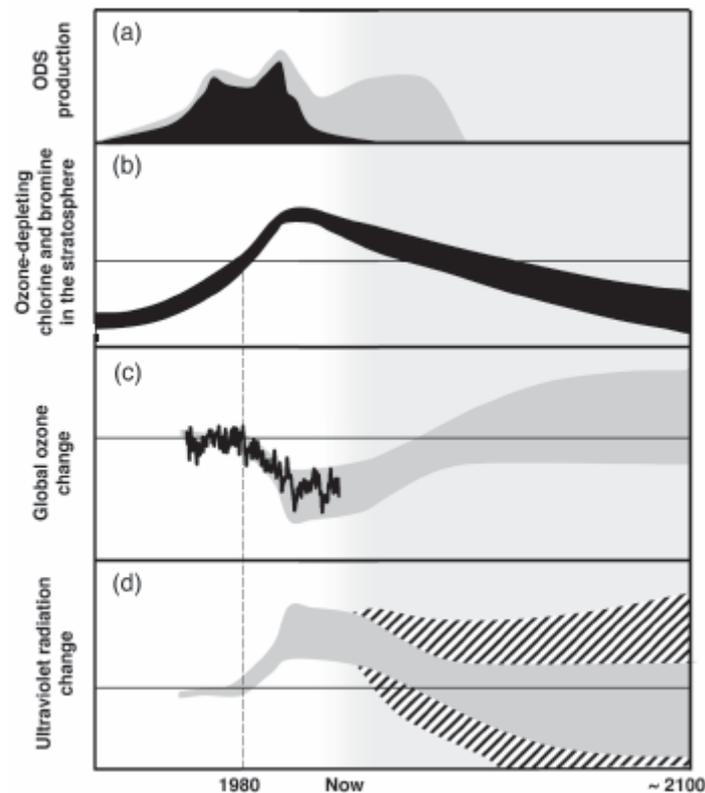


Figura 1.3.a) Producción de sustancias destructoras de la capa de ozono. b) Contenido total efectivo de cloro y de bromo en la atmósfera. c) Cambios en el contenido total global de ozono estratosférico entre 60° N y 60° S. Los efectos estacionales, interdecadales, ciclo solar y erupciones volcánicas han sido eliminados. d) Cambios en la irradiancia solar ultravioleta eritemática (capaz de producir quemaduras) calculado de acuerdo a la curva c. Las zonas en gris muestran la integración del abanico de posibilidades resultantes de la incertidumbre en las medidas y en los modelos que representan las proyecciones. (Tomada del Resumen Ejecutivo del Informe Científico sobre la destrucción del ozono de 2006, UNEP/WMO, 2006)

1.4 EFECTO DEL OZONO EN EL BALANCE DE RADIACIÓN. CAMBIO CLIMÁTICO

Otro motivo importante para incrementar la preocupación acerca de la evolución de la capa de ozono es su estrecha relación con la variabilidad climática y con el cambio climático ya que estos modulan también la composición química de la atmósfera. De acuerdo a las cantidades de gas presentes, el dióxido de carbono, el metano y el vapor de agua son los principales moduladores

de este cambio en el clima. No obstante, el ozono posee una notable capacidad como gas de efecto invernadero. El efecto de los cambios en el forzamiento radiativo debidos los cambios en el contenido de ozono en la estratosfera y en la troposfera entre 1750 y 2005 está evaluada en (IPCC AR4 WG1, 2009). La reducción del ozono estratosférico contribuye con un valor muy pequeño, aproximadamente -0.05 W m^{-2} , a atenuar el efecto invernadero. En cambio, el aumento del ozono en la troposfera contribuye de manera activa al incremento del forzamiento radiativo y al incremento en el efecto invernadero con valores similares a los halocarbonos y no muy distantes del efecto del metano. La contribución del ozono troposférico a dicho forzamiento radiativo es de $+0.35 \text{ W m}^{-2}$ tal y como se muestra en la Figura 1.4.

Además, la producción de ozono en la troposfera está realimentada por el efecto del aumento de la temperatura, existiendo correlación positiva entre la producción de ozono y las temperaturas diurnas para un mismo entorno de producción de gases precursores. La ocurrencia de situaciones de poca ventilación con anticiclón en verano, con buena insolación, lleva a picos muy altos en los niveles de ozono tal y como sucedió en la ola de calor en Europa en 2003, o en el verano de 1998 en el noreste de los Estados Unidos.

La tendencia hacia un decrecimiento del total de ozono en columna observada durante la década de los 80 y parte de los 90 del siglo XX ha desaparecido pero aún no hay signos claros de recuperación de la capa de ozono, estimándose todavía en un 4% inferior a los niveles previos a 1980. Diversos estudios ponen de manifiesto también que, además del papel efectuado por las sustancias destructoras de ozono en dicha evolución, una parte de estos cambios se deben a cambios en la dinámica atmosférica en latitudes medias del Hemisferio Norte. En ellos se pone de manifiesto que la recuperación de los niveles de ozono previos a 1980 quizás no sea tan

simple ya que los mecanismos de destrucción están potenciados a través de las retroalimentaciones originadas por los procesos radiativos invernales en el vórtice polar originados en una estratosfera inicialmente más pobre en ozono (Weber et al., 2003; Rex et al., 2004), la cual origina esas temperaturas más bajas pero también modifica los regímenes circulatorios en la estratosfera y troposfera.

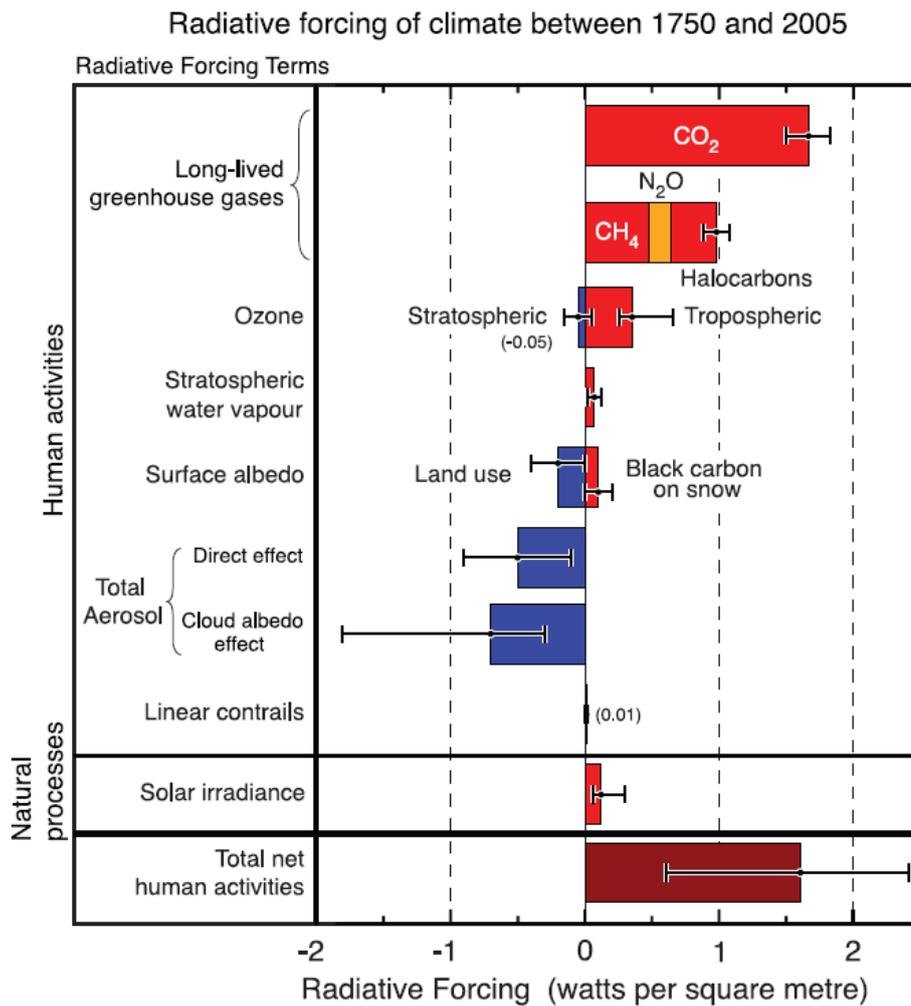


Figura 1.4 Resumen de los principales componentes del forzamientos radiativos del cambio climático. Todos estos componentes, excepto la radiación solar, tienen una parte que es resultado de la actividad humana. Los valores representan los forzamientos estimados en el año 2005 en relación con los existentes en 1750 al principio de la era industrial (AR4-WG1).

Otro factor a tener en cuenta en los patrones de circulación próximos al Ártico, es la presencia de la masa helada de Groenlandia con altitudes de hasta 3000 metros, de cordilleras como las Rocosas hasta decenas de grados de latitud norte que propician que el vórtice invernal se forme solo en periodos de tiempo más cortos, dificultando los enfriamientos extraordinarios.

En cambio en el hemisferio sur, la dinámica de la atmósfera invernal sobre la Antártida se caracteriza por la presencia larga y continuada de un vórtice polar que aísla la masa de aire antártica de las latitudes medias contribuyendo a su enfriamiento extremo y a la formación de las Nubes Estratosféricas Polares (NEP) o Polar Stratospheric Clouds (PSC). La presencia de compuestos de bromo y cloro originados por el hombre y acumulados allí por las corrientes atmosféricas en otras épocas del año constituyen el escenario que lleva a la formación de gran “agujero de ozono” a principios de la primavera austral y que no se rellena hasta que se comienza a romper el vórtice antártico invernal (Solomon, 1999)

Los cambios en el contenido de total de ozono en columna también explican en gran parte la disminución de temperatura de la estratosfera baja en aproximadamente 0.5 K/década en el periodo 1979-2004 con una ralentización desde el final de la década de 1990. Esta evolución se interrumpe de manera puntual en 1982 y 1991 debido a un calentamiento temporal de la estratosfera asociado a la inyección de grandes cantidades de aerosoles y vapor de agua asociado a las erupciones del Chichón y del Pinatubo (WMO, 2007).

Sin embargo, en este mismo informe se pone de manifiesto que de acuerdo con los modelos climáticos acoplados océano-atmósfera y los modelos climáticos de química atmosférica, está previsto por todos ellos que continúe el enfriamiento global de la estratosfera a pesar de que está disminuyendo el contenido de sustancias que destruyen el ozono. La disminución de la

temperatura en la alta estratosfera aumenta la concentración de ozono al disminuir la velocidad de destrucción de este. En cambio, en la baja estratosfera, el descenso de la temperatura aumenta la posibilidad de que el ozono sea destruido por el cloro presente al formarse las NEP con más facilidad, como explicaremos más adelante. Se tiene evidencia asimismo de que los cambios en la dinámica de la estratosfera provocan respuestas en la troposfera aunque los mecanismos no están todavía entendidos de manera clara. Estos cambios se manifiestan en que la disminución del ozono provoca el aumento de la intensidad de los vientos del oeste en ambos hemisferios y un aumento del enfriamiento en el periodo diciembre-febrero en la Antártida.

Por último, estudios recientes muestran que la recuperación de los niveles de ozono puede llevar a acelerar el calentamiento global según los resultados obtenidos en modelos numéricos (University of Colorado, 2008). De acuerdo a este estudio, la recuperación de los niveles de ozono puede llevar a acelerar el calentamiento de la Antártida al modificar el Modo Anular del Sur, permitiendo la entrada de aire de latitudes medias durante el verano antártico.

Por estas todas estas razones es muy importante el estudio de la variabilidad de las temperaturas y vientos en la estratosfera y su relación con el TOC para poder obtener información que ayude a evaluar las estimaciones de los modelos sobre la evolución de la capa de ozono.

1.5 OBJETIVOS DE LA TESIS

Los objetivos que pretende este trabajo son los siguientes:

- Describir la evolución del TOC sobre la Península Ibérica principalmente a través de las series de Madrid y Murcia entre los años 1978 y 2008 y a través de los diferentes periodos con especial interés en detectar los periodos de valores mínimos.
- Explorar la variabilidad a escalas menores de la anual, describir los cambios en los valores estacionales, mensuales y diarios.
- Determinar la fiabilidad de las medidas de TOC mediante satélite. Explorar el comportamiento estacional de dichas diferencias. Evaluar el comportamiento de los instrumentos de medición del TOC a bordo de los satélites en comparación con las medidas en superficie y describir los problemas que se pueden encontrar en los conjuntos de datos.
- Explicar las causas principales de variación de esta variable a lo largo de diferentes periodos. Aunque existe acuerdo sobre las causas de variación a nivel global, es preciso conocer a nivel regional cual es esta variabilidad y segregar efectos a menor escala tratando de explicarlos.
- Utilizar variables dinámicas y termodinámicas para relacionarlas con las variaciones de TOC y medir cuales y hasta que punto pueden explicar la variabilidad de esta última.
- Establecer patrones de comportamiento del TOC en un territorio relativamente pequeño como es la península Ibérica. Explicar las causas de la variabilidad interregional.
- Utilización de herramientas estadísticas avanzadas y comparación de resultados de modelización de la variabilidad del TOC con diferentes métodos.

- Todo ello, finalmente, para proporcionar una base para una climatología evolutiva del TOC sobre la Península Ibérica como base para estudios posteriores que muestren la evolución de este variable tan relevante en la evolución del clima y su impacto en la biosfera incluyendo temas de salud humana.

1.6 FUENTES GENERALES DE DATOS DISPONIBLES

En lo que respecta a los datos de TOC disponibles a nivel mundial, la fuente principal para estudios históricos de la evolución del total de ozono en columna sobre amplias áreas del planeta han sido hasta mitad de esta década las medidas del Espectrómetro de Representación espacial de Total de Ozono o Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Este instrumento ha volado a bordo de los satélites Nimbus-7 y Earth Probe de la National Aeronautics and Space Agency (NASA) y a bordo del Meteor-7, satélite soviético lanzado mediante un cohete Cyclón en los últimos días de la guerra fría, siendo este TOMS el último instrumento americano en volar en un satélite soviético y el primero en hacerlo desde un satélite ruso de la Agencia Rusa del Espacio. En este trabajo se utilizarán datos de los tres satélites, aunque los más importantes corresponden a la serie del Nimbus-7. Todos los satélites que alojaron un TOMS eran de órbita polar.

La NASA, de acuerdo con la política de datos existente en Estados Unidos, provee de manera libre el acceso a las series de datos de ozono obtenidos por los tres instrumentos TOMS embarcados en los Nimbus-7 (desde el 1 de noviembre de 1978 hasta el 6 de mayo de 1993), en

el satélite ruso Meteor-3 (desde el 22 de agosto de 1991 hasta el 24 de noviembre de 1994) y Earth Probe (desde el 25 de julio de 1996 hasta la actualidad). Los datos se encuentran en la página web <http://toms.gsfc.nasa.gov/ozone/ozone.html> del Centro de Vuelos Espaciales Goddard en la que están disponibles datos digitales y mapas. En dicha página es posible obtener ficheros ASCII de los pasos del satélite sobre un observatorio determinado. Cada día tenemos las medidas procedentes de este instrumento referidas a la posición más próxima desde el centro del campo de visión.

El 15 de Julio de 2004, la NASA lanzó el satélite AURA. A bordo lleva el Ozone Mapping Instrument, diseñado, construido y operado por la Agencia Holandesa del Espacio, el Instituto Meteorológico Finandés y la NASA. También se utilizarán a lo largo de este trabajo datos de TOC obtenidos por este instrumento en formato similar a los del TOMS. Una amplia información sobre los detalles de la instrumentación y formato de datos se darán en el Capítulo 3 de este trabajo.

La serie de datos obtenida por el TOMS del Nimbus-7 constituyen un elemento muy utilizado en estudios sobre ozono en todas las latitudes por la continuidad en las medidas, por el cuidadoso reprocesado posterior y por coincidir en el tiempo con la aparición y evolución del “agujero de ozono” sobre la Antártida.

Por otra parte, la Organización Meteorológica Mundial tiene en todo el mundo diversos centros especializados en la recogida y control de los datos en diferentes aspectos de la vigilancia de la atmósfera en todo el mundo. El Centro mundial de datos de ozono y radiación ultravioleta (WOUDC de sus siglas en inglés: World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre), es uno de esos cinco centros mundiales de datos que forman parte de la Vigilancia Global de la Atmósfera

(Global Atmosphere Watch (GAW)). Su página web es la siguiente:
http://www.woudc.org/index_e.html

En la actualidad hay seis categorías o tipos de datos de ozono, y tres tipos de datos UV registrados en el WOUDC. El archivo de datos de ozono contiene las siguientes categorías: perfiles verticales de Lidar, perfiles verticales de Ozonosondeos, Ozono total en columna (valores diarios y mensuales), ozono en superficie (resúmenes diarios), y perfiles verticales Umkehr N-value y C-Umkehr. Por su parte, el archivo de datos UV contiene tres categorías: banda ancha (broad), multi-banda, y espectral.

Los datos provienen de más de 80 instituciones dedicadas al monitoreo del ozono y de la radiación ultravioleta. El archivo se realiza sobre una base voluntaria, sujeto a controles de calidad de cada institución que deben de ser comunicados al Centro.

En Grecia, la Universidad de Tesalónica, constituida en Centro de Elaboración de mapas de ozono por encargo de la OMM, también realiza este tipo de tareas. Su página web es <http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/>. Muchos de los datos que se registran en las instituciones españolas van a parar a estos centros y son consultables.

En el caso del estudio de la serie del espectrofotómetro Brewer de Murcia se ha dispuesto de la información almacenada en dicho centro entre 1996 y 2008. En este trabajo se ha dispuesto además de la información facilitada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en sus observatorios y principalmente en los datos de radiación ultravioleta y ozono del situado en la Ciudad Universitaria de Madrid. AEMET opera una red de espectrofotómetros Brewer. En este trabajo se van a utilizar los datos de los instrumentos situados en Madrid y en Murcia. Los

detalles sobre este tipo de instrumento y las condiciones de operación se darán en el Capítulo 3. El espectrofotómetro Brewer Mark IV con número de serie 070 se instaló en la terraza de la sede central del antiguo Instituto Nacional de Meteorología, hoy AEMET, en los días 24 y 25 de mayo de 1991. Con anterioridad, estuvo instalado el Brewer número de serie 33, actualmente en Santa Cruz de Tenerife.

Otras fuentes de información utilizadas son las series de datos procedentes de proceso de modelos numéricos: reanálisis o análisis operacionales procedentes de los grandes centros mundiales de modelización atmosférica. En este trabajo se han utilizado dos fuentes principales de información. Los modelos de la Agencia Nacional de Atmósfera y Océano de Estados Unidos (NOAA) y los del Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio (CEPPM). En los modelos de la NOAA se ha utilizado como acceso las interfaces disponibles en el Earth Research System Laboratory de la NOAA en la página web: <http://www.esrl.noaa.gov/>. En esta página se pone a disposición de los investigadores conjuntos de datos, predicciones o reanálisis ya consolidados o en fase de experimentación, herramientas informáticas para tratar los modelos, así como observaciones. La otra fuente de datos es la sección de archivos del CEPPM a partir de la página web: www.ecmwf.int , especialmente los reanálisis.

2 ASPECTOS FISICOS Y QUIMICOS DEL OZONO ESTRATOSFERICO. DATOS EMPLEADOS

2.1 MEDIDAS DE OZONO. UNIDADES DOBSON

El ozono en la atmósfera puede expresarse en magnitudes de forma muy variada. La más común para los constituyentes gaseosos de la atmósfera sería la presión parcial. Las concentraciones de ozono en la altitud en la que se encuentra el valor máximo son realmente pequeñas, típicamente solo unas pocas moléculas de ozono por cada millón de moléculas de aire. El aspecto del perfil vertical de ozono (ozono vs. altitud) depende de las unidades utilizadas como puede verse en la Figura 2.1, que muestra los perfiles obtenidos por el instrumento Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II (SAGE II) a bordo de un satélite. Las medidas fueron tomadas sobre un punto a latitud 40°S el 11 de septiembre de 1994, al final del invierno del hemisferio sur.

Se puede observar que el pico de concentración de ozono se encuentra a una altitud ligeramente superior a los 20 kilómetros si usamos la presión parcial como medida, y este se encuentra cercano a los cuarenta si utilizamos una magnitud relativa a la densidad del aire como sería la proporción de mezcla expresada en partes por millón. Hay más moléculas de ozono en la estratosfera superior debido a las reacciones fotoquímicas proporcionalmente al total de moléculas de aire a esos niveles, tal y como se explicará en el apartado siguiente. En cambio, en términos absolutos, hay más moléculas de ozono en altitudes inferiores, en zonas de aire más denso, alrededor de los 20 km originando valores mayores de la presión parcial de este gas.

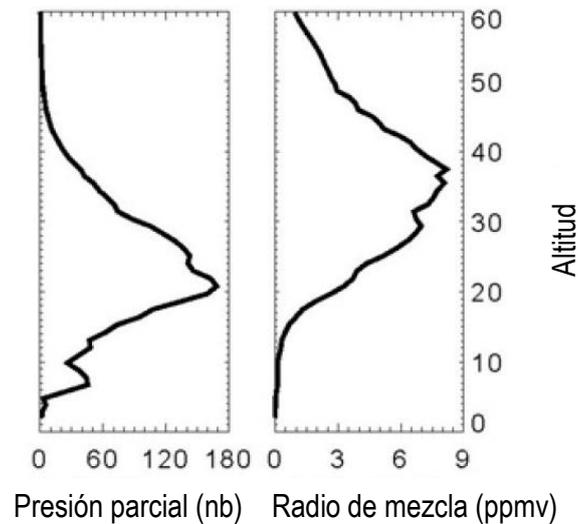


Fig.2.1 Perfil vertical de concentración de ozono el día 11 de septiembre de 1994 medido por el instrumento SAGE II a latitud 40° S expresado en nanobares o en partes por millón. Fuente: Curso on line de "Ozono estratosférico". NASA Goddard Space Flight Centre y Old Dominion University.

La presión parcial del gas ozono se expresa en milipascales o en nanobares. La razón de mezcla en el caso de gases en partes por millón. Otra diferencia importante entre ambas gráficas es el máximo secundario en la presión parcial en la troposfera superior (entre 8 y 10 km) que delimitaría un aumento en términos absolutos del ozono, pero que al producirse en un nivel en que este es fuertemente minoritario comparado con otros gases, no queda reflejado en la curva de proporción de mezcla.

La medida más común de ozono no suele ser la representación del perfil vertical sino un solo valor integrado para toda la columna vertical. A dicho valor se le llama Total de Ozono en Columna (TOC) y se expresa en Unidades Dobson. Suponiendo que comenzásemos en la cima de la atmósfera a recoger moléculas de ozono y descendiendo hacia la superficie las confinásemos en un recipiente ideal (sin masa) tipo cilindro de motor con el pistón dotado de

movimiento libre a una temperatura de cero grados centígrados y con una presión exterior de 1013.25 hPa, la altura que alcanzaría el pistón que confina en su interior todas las moléculas de ozono apiladas nos da la medida del contenido total de ozono. La altura o espesor de la capa, expresada en *centésimas de milímetro* es lo que llamamos Unidades Dobson.

$$1 \text{ U.D.} = 10^{-5} \text{ m}$$

El valor promedio típico del contenido total de ozono en columna para nuestras latitudes es de 300 U.D. lo que equivale a una altura o espesor de la capa conteniendo todas las moléculas de ozono de la columna atmosférica por un valor de 3 mm (aproximadamente el espesor de una moneda de 1 euro). Las unidades Dobson son llamadas así en honor de G.M.B. Dobson, quien comenzó a medir ozono en el año 1924 en Oxford mediante un espectrofotómetro de su invención. Dichas unidades se utilizan para medir también contenido total en columna de otros gases presentes en la atmósfera.

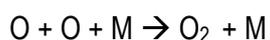
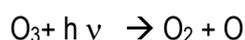
Alrededor del 90% del ozono en la atmósfera está contenido en la estratosfera, la región entre los 10 y los 50 kilómetros de altitud. El 10% restante está contenido en la troposfera. Las medidas tomadas mediante globos aerostáticos, radiosondeos, instrumentos basados en tierra y a bordo de satélites orbitando la Tierra han mostrado que las concentraciones mayores se encuentran entre los 15 y los 35 kilómetros de altitud. Las concentraciones que se encuentran allí tienen valores tan pequeños como de unas pocas moléculas por millón de moléculas de aire. Sin embargo, desempeñan un papel vital en la conservación de la vida. La zona en la que se produce esta concentración se denomina vulgarmente como “capa de ozono”, o el más técnico

de “ozonoesfera”. Su altura y su intensidad dependen de la latitud, de la época del año y del tipo de masa de aire.

2.2 MECANISMOS DE FORMACIÓN-DESTRUCCIÓN DEL OZONO

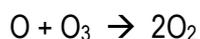
La primera teoría fotoquímica de la formación del ozono estratosférico fue formulada en 1930 por Chapman (Chapman, 1930). El proceso tal y como se conoce en la actualidad es un poco más complejo (Johnston and Podolske, 1978), (Solomon, 1999).

La mayor parte de la vida de una molécula de ozono transcurre en interacción con la radiación UV. El proceso de absorción de un fotón de radiación ultravioleta ocurre cuando este disocia la molécula de ozono (O_3) en una molécula de oxígeno (O_2) y un átomo de oxígeno (O), seguida de una recombinación de dos átomos de oxígeno para rehacer la molécula de ozono. En el proceso la radiación UV se transforma en energía calorífica, de ahí el aumento de temperatura de la estratosfera media respecto a la troposfera. El proceso de destrucción del ozono dura pocos segundos.



Donde M representa otra molécula que actúa como catalizador (típicamente NO_x). Esta molécula es la que se lleva la energía extra de la reacción y es la que contribuye a que se midan temperaturas más altas en esa capa. El conjunto de estos procesos es tan efectivo que la radiación UV dañina para la vida que llega a la superficie es muy pequeña. Finalmente el radical

libre de oxígeno se combina con una molécula de ozono para producir dos moléculas de oxígeno biatómico

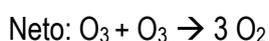
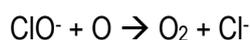
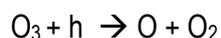


Este era en síntesis el proceso postulado por Chapman y conocido como *proceso de Chapman*. Sin embargo, con posterioridad, se descubrió que no solo la radiación podía intervenir en la destrucción del ozono. El hidrógeno (Bates and Nicolet, 1950) y el óxido de nitrógeno (Cruetzen, 1970, 1971), (Johnston, 1971) también originaban reacciones químicas en las que el resultado neto era la destrucción del ozono a través de la presencia temporal de radicales H y NO. Este proceso podía ser considerado como natural si no existían factores que llevasen al incremento de presencia de estos radicales en la zona en la que el ozono era más abundante a través del aumento de sus gases generadores H₂O, CH₄ en el caso del hidrógeno, y N₂O en caso del NO (Solomon, 1999). Sin embargo, estos gases están sufriendo cambios en su concentración debidos a procesos antropogénicos y a los efectos netos del cambio climático (IPCC, 2006) por lo que este efecto está sujeto a incertidumbre.

En 1974 se mostró que el cloro puede también ocasionar un ciclo catalítico que ocasiona la destrucción de ozono (Stolarski y Cicerone, 1974). De particular importancia fue el descubrimiento de que los clorofluorocarbonos elaborados industrialmente por el hombre podían ser la mayor fuente de cloro inyectado en la estratosfera con efectos destructores para el ozono (Molina y Rowland, 1974). Con posterioridad varios autores mostraron además que los bromocarbonos pueden contribuir a la desaparición del ozono estratosférico (Wofsy et al., 1975), (McElroy et al., 1986). Colectivamente, estas interacciones se conocen como la *química halógena*.

Como estos procesos de destrucción de una molécula de ozono a través de reacciones químicas en presencia de compuestos de cloro, nitrógeno, bromo o hidrógeno, se producen en procesos generalmente catalíticos, la molécula desencadenante sigue activa para un siguiente ciclo de destrucción.

Un ejemplo de reacción típica se muestra a continuación implicando a una molécula de Monóxido de Cloro ClO^\cdot reaccionando con un átomo de oxígeno para formar ión Cloro Cl^\cdot y O_2 (oxígeno molecular). El átomo de Cl^\cdot reacciona con una molécula de ozono para rehacer el ClO^\cdot y otro O_2 .



El efecto neto de la reacción es la formación de dos moléculas de oxígeno a partir de un átomo de oxígeno y una molécula de ozono mientras que el radical ClO^\cdot permanece. A 40 km de altura, esta cadena catalítica de $\text{Cl}-\text{ClO}^\cdot$ puede destruir cerca de 1000 moléculas de ozono antes de que el Cl o ClO^\cdot sea convertido en cloro benigno, como HCl (ácido clorhídrico) o ClONO_2 (nitrato de cloro). La duración de HCl y ClONO_2 típica es de varios días, siendo fotolizadas por la radiación UV. Así se vuelve a liberar cloro que destruye más ozono. Al final el átomo de Cl sale de la estratosfera, pero en el proceso ha liquidado unas 100.000 moléculas de ozono. Una recopilación de las reacciones que pueden provocar destrucción de ozono se encuentra en (Solomon, 1999).

El proceso de producción y destrucción del ozono está desencadenado por la presencia de radiación ultravioleta y por los compuestos reactivos o catalíticos que permiten acelerar las reacciones químicas. A igualdad de composición química, el proceso alcanza su punto de equilibrio en relación con la radiación ultravioleta entrante. Como ésta alcanza su máximo en las latitudes tropicales, la zona en la que se genera más ozono es en el cinturón tropical y en los niveles altos de su estratosfera. Un aumento de esta en longitudes de onda por debajo de los 240 nm, lleva a un aumento de los niveles de ozono siendo este proceso gobernado por la actividad solar. La zona de producción principal por tanto estará en niveles altos de la estratosfera tropical y ecuatorial.

La pérdida natural de ozono se debe a los niveles normales de gases tales como metano, óxido nitroso, bromuro de metilo y cloruro de metilo (componentes naturales de la atmósfera). Si incrementamos de manera artificial los niveles de cloro, bromo, nitrógeno e hidrógeno en la estratosfera, o si añadimos nuevos compuestos, se incrementan las pérdidas de ozono y se altera el equilibrio entre producción y destrucción.

Sin embargo, la atmósfera de la Tierra no es un sistema que permanece estático sino que se encuentra en movimiento incluso en niveles de la estratosfera. Como consecuencia, se producen fenómenos de transporte del ozono producido en zonas tropicales hacia latitudes más elevadas. La existencia de una célula de circulación a gran escala, caracterizada por movimientos ascendentes en los trópicos generados por la convección intensa que penetra en la estratosfera y pone en marcha mecanismos de propagación de ondas hacia latitudes más altas, fue descubierta por Dobson en 1930. Esta célula generada por la convección tropical, traslada el ozono hacia latitudes más altas, cerrándose el circuito mediante descendencias en latitudes

elevadas. El transporte y la descendencia, unido a la menor actividad solar en dichas latitudes hace que el ozono se acumule alcanzándose los valores máximos en esas zonas contrariamente a lo que cabría esperar dado que el ozono lo genera inicialmente la energía solar. (Brewer, 1949) llegó a una conclusión similar utilizando medidas de vapor de agua. A la circulación descubierta por ambos se le conoce como circulación de Brewer-Dobson. En la Figura 2.2 se puede ver el esquema de dicha célula.

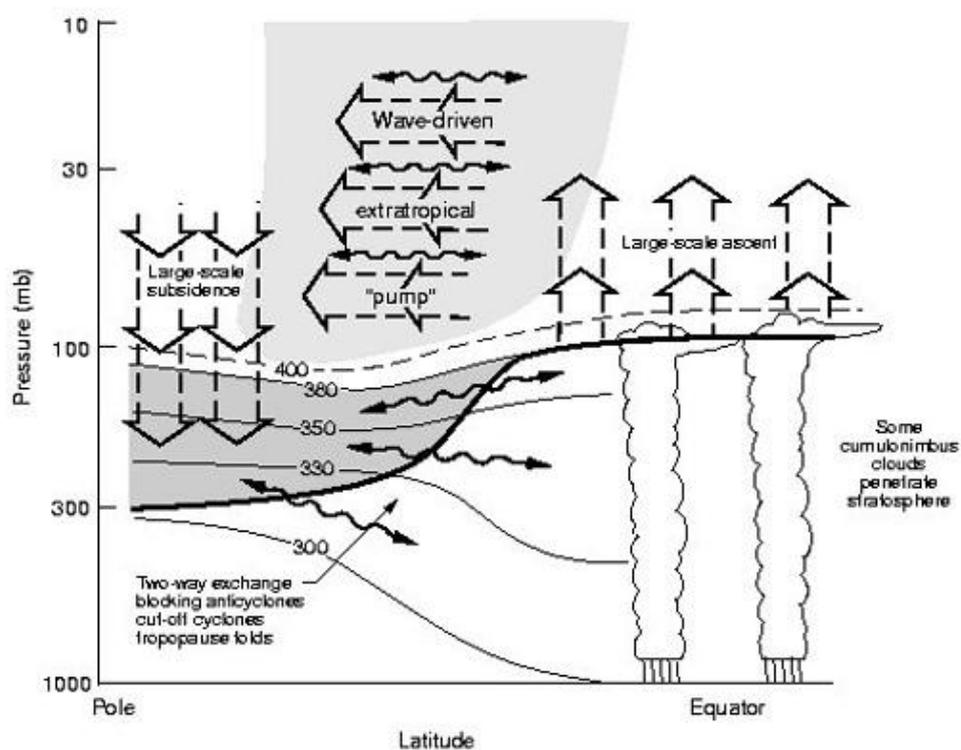


Fig 2.2. Esquema de la circulación Brewer Dobson. Tomado del curso on line de "Ozono estratosférico". NASA Goddard Space Flight Centre y Old Dominion University.

El tiempo en que una partícula de aire recorre el circuito completo se estima en unos 5 años. Teniendo en cuenta estas ideas, se puede llegar a comprender que los reactivos y catalizadores generados por el hombre, y que llevan a aumentar la tasa de destrucción de ozono, penetran en

las estratosfera en latitudes bajas debido a que es el punto primario de entrada del aire troposférico en ella (Holton et al., 1995) pero son transportados y se acumulan en los polos, particularmente en el polo sur. Los factores que favorecen su acumulación son su casi insolubilidad en agua, lo que le hace inmune a los procesos de lavado por precipitación tan eficaces en el caso de otros gases de origen industrial, y su carácter químico inerte. La circulación Brewer-Dobson, a partir de las ondas generadas por la convección tropical, genera transporte de ozono y de otros gases. La tropopausa en el ecuador terrestre se encuentra alrededor de los 100 hPa y en las zonas polares alrededor de los 300 hPa. El retorno de gases y las entradas de ozono en la troposfera se efectúa en las zonas polares o en las roturas de la tropopausa asociadas a las ondulaciones de los frentes polares cuando viajan hacia latitudes más bajas.

2.3 DISTRIBUCION DEL OZONO EN LA ATMOSFERA TERRESTRE

Según hemos establecido en los apartados anteriores, el total de ozono contenido sobre un punto geográfico se expresa en unidades Dobson y depende de la intensidad de la circulación Brewer Dobson, del equilibrio fotoquímico, y de los reactivos presentes en la estratosfera. Mediante instrumentos basados en satélite, que serán descritos en el Capítulo 3, es posible realizar mapas diarios del TOC con cobertura casi global. En la Figura 2.3, se muestra la composición del promedio de observaciones de total de ozono en franjas de latitud en el periodo 1979-1992 y su evolución a lo largo del año. El instrumento de observación es el Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) a bordo del satélite Nimbus-7 de la NASA y de la NOAA. Las zonas en blanco corresponden a zonas en las que el sol no ilumina ya que es preciso que haya radiación solar reflejada desde la superficie para poder obtener valores de TOC.

Esta simple imagen contiene gran cantidad de información. Al final del invierno y principios de la primavera del hemisferio norte se puede apreciar como se alcanzan valores muy elevados en zonas cercanas al polo. Ese aire rico en ozono se va trasladando hacia el sur originando en nuestras latitudes un máximo a principios de mayo. El cinturón ecuatorial tiene valores muy bajos de ozono pero sigue también una variación anual con mínimos a principios del verano austral y mínimos al final del verano boreal.

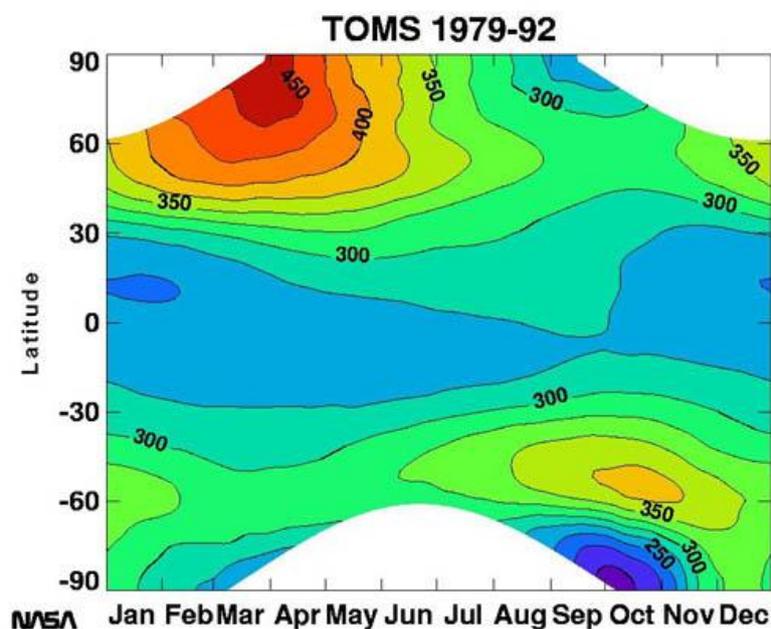


Fig. 2.3. Promedio temporal y sobre latitud de total de ozono en columna y evolución a lo largo del año. Datos del TOMS a bordo del satélite Nimbus-7. Periodo 1978-1992. Fuente. TOMS Data set versión 8 NASA

La asimetría que presenta esta onda se refleja también en que en el hemisferio sur el máximo de ozono no está en la vecindad del polo sino que se produce sobre los 60 grados de latitud sur. Es la zona conocida como el "collarín" ("collar" en inglés), un anillo de valores muy altos de ozono que abraza el vórtice circumpolar antártico. Dentro de este vórtice, los valores de ozono decaen,

y en las últimas décadas ha hecho su aparición el *agujero* de ozono. La aparición del collarín y del agujero de ozono coincide con el principio de la primavera austral.

Los gradientes latitudinales en el hemisferio en verano-otoño son mucho más suaves que los del hemisferio que está en invierno-primavera. En latitudes altas y medias, a excepción de la Antártida, los máximos se producen en primavera y los mínimos en otoño. Este fenómeno y la asimetría entre ambos hemisferios se debe a la circulación Brewer-Dobson y a la mayor estabilidad del vórtice circumpolar antártico por la presencia de amplias extensiones marinas alrededor de la Antártida, distorsionando mucho menos las circulaciones atmosféricas que en latitudes correspondientes en el hemisferio norte. La presencia de las montañas Rocosas y el vasto y elevado casquete helado de Groenlandia originan perturbaciones en el flujo que rompen con mucha más facilidad el vórtice circumpolar ártico, permitiendo el intercambio de masas de aire procedentes de latitudes más bajas.

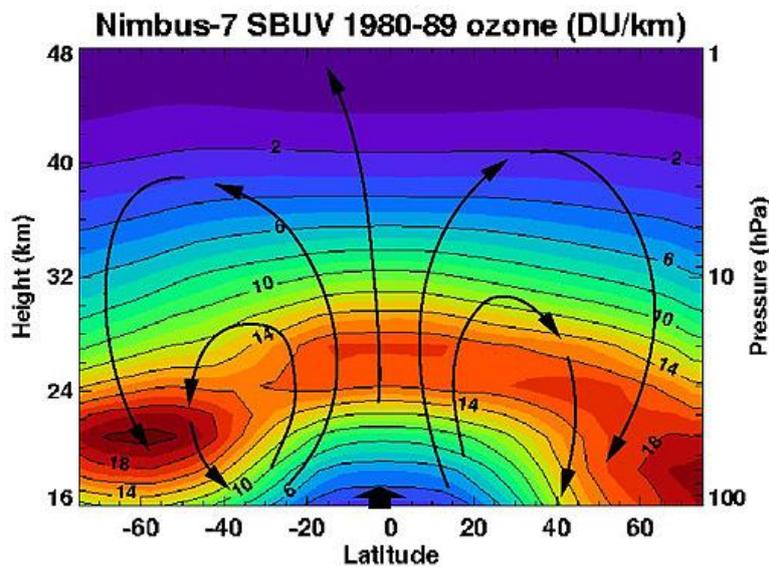


Fig 2.4. Perfil vertical del promedio de total de ozono/km a lo largo de 1980-1989 del contenido de ozono promediado en latitud, expresado en Unidades Dobson/kilómetro Fuente. SBUV Data set versión 8 NASA

En la Figura 2.4. Se puede ver el perfil vertical del promedio a lo largo de 1980-1989 del contenido de ozono promediado en latitud expresado en Unidades Dobson/kilómetro. En ella se aprecia el promedio de la circulación Brewer-Dobson con ascensos y valores altos de ozono alrededor de los 26 km en la zona tropical, y descensos y máximos en altura en niveles más bajos en latitudes altas.

Así pues, en términos muy generales, el máximo de concentración es más intenso y más bajo en latitudes altas que en las zonas tropicales. En latitudes medias, la época del año en que se producen los máximos es la primavera, mientras que los mínimos se producen en otoño. Además, la presencia de masas tropicales está asociada a valores inferiores y a altitudes superiores. En oposición, la presencia de masas de aire polares lleva a la aparición de concentraciones mayores y altitudes inferiores. Para ilustrar el comportamiento estacional en latitudes medias, se muestra en la Figura 2.5 los valores promedios del perfil vertical de la presión parcial de ozono sobre Madrid en los periodos primaveral y otoñal. Esta curva proviene de los valores medidos en los ozonosondeos realizados en Madrid en el periodo 1992-2002 (Gómez et al., 2004).

La curva verde muestra el promedio en el que se puede apreciar cómo en primavera el máximo está próximo a los 22 km con valores de presión parcial de ozono de 14 mPa. Sin embargo en otoño la altura a la que se encuentra el máximo es superior: 24 km, y el valor promedio de la presión parcial de ozono es de solo 12 mPa. En verano nos encontramos valores promedio de presión parcial de ozono de 13 mPa, similares a los del invierno. Sin embargo, en verano la altura del máximo se halla a 25 km y en invierno a 22 km de altura sobre el nivel del mar.

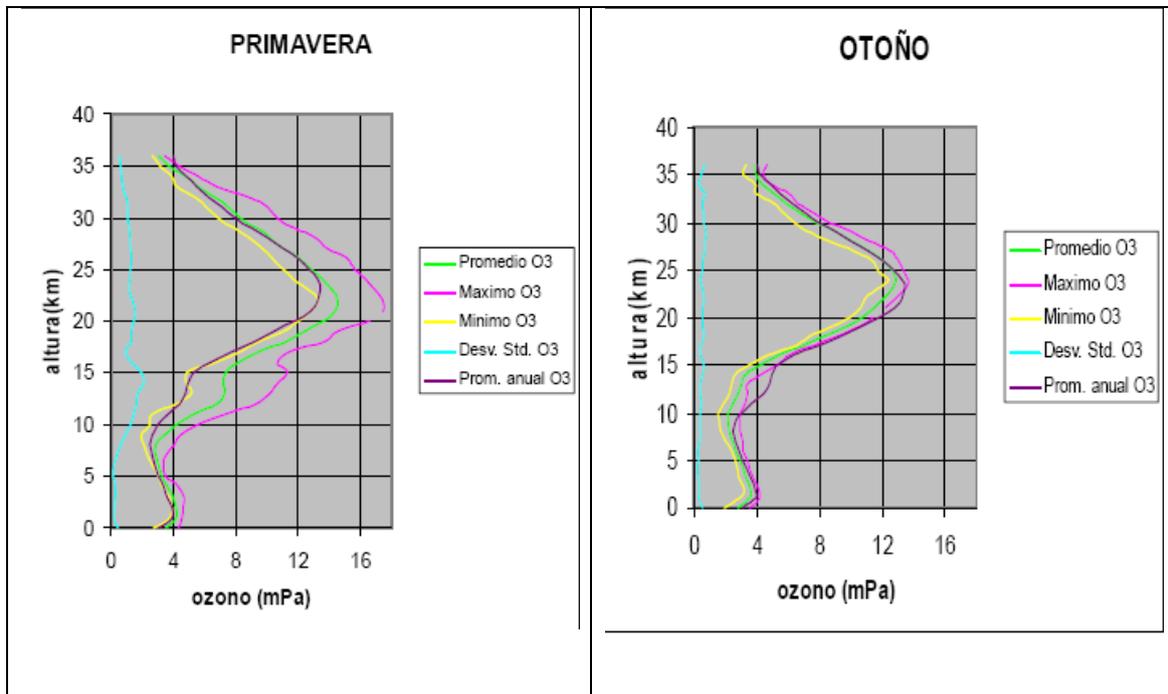


Figura 2.5. Perfiles verticales promedios de verano e invierno de presión parcial de ozono para Madrid. Promedios entre 1992 y 2002. Tomado de Gómez y Labajo. Nota técnica nº1. Area Proyectos INM.

Finalmente, para ilustrar tanto la distribución espacial del TOC en todo el globo como para mostrar los cambios importantes ocurridos en los valores sobre la Antártida desde el final de la década de los 70 a los principios de la década de los 90 del siglo pasado, se incluyen dos imágenes globales de los datos del TOMS a bordo del Nimbus-7. La Figura 2.6 muestra la primera imagen global obtenida por dicho instrumento el día 1 de noviembre de 1978. En ella se aprecian en el hemisferio norte valores más altos conforme nos acercamos a los polos, pero también múltiples ondulaciones con entradas de aire pobre en ozono hacia latitudes más elevadas y progresiones de aire rico en ozono hacia el sur. Al ser la época de los mínimos en

dicho hemisferio, los valores no sobrepasan los 400 UD. En el hemisferio sur se aprecian las ondulaciones de la zona de máximos (el collarín) situado en torno a la Antártida, llegando estos a valores próximos a las 500 UD. En el interior del continente, los valores decrecen sensiblemente pero no bajan en ningún momento de los 250 UD.

NIMBUS-7/TOMS Total Ozone Nov 1, 1978

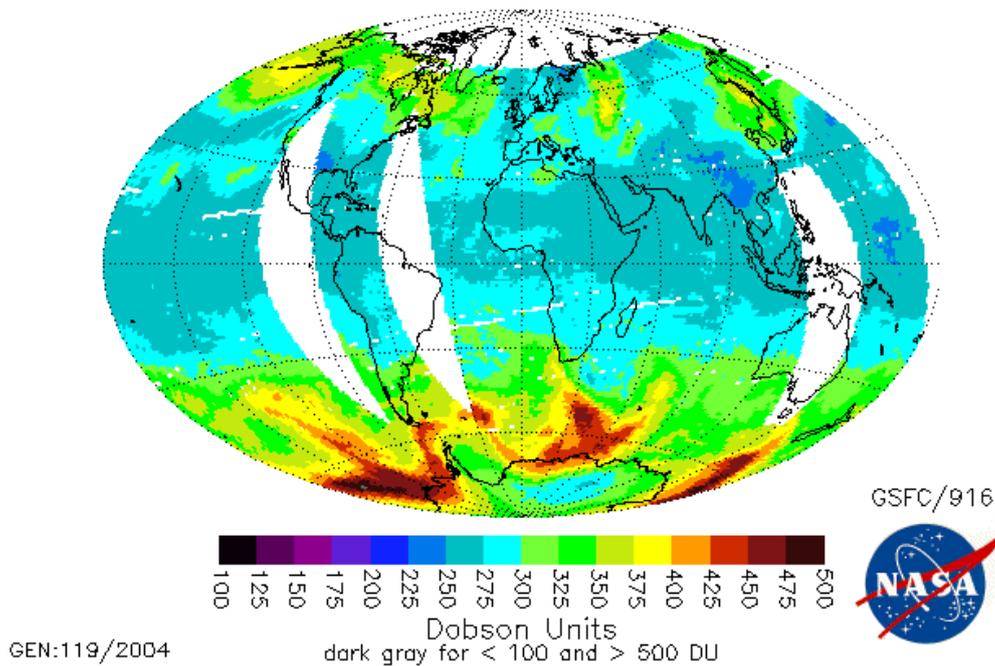


Fig. 2.6. Contenido total de ozono en columna medido por el TOMS del Nimbus-7 el día 1 de noviembre de 1978. Fuente: TOMS Data set versión 8 NASA

A continuación se presenta en la Figura 2.7, la situación global del total de ozono el día 1 de noviembre de 1992, 14 años más tarde. El contraste con la Figura 2.6 no puede ser más dramático. La distribución global de total de ozono contenido en columna muestra una disminución a escala mundial de los valores, probablemente como consecuencia aún de la

erupción del volcán Pinatubo en junio de 1991. Sin embargo, el hecho más relevante es la aparición de un “agujero de ozono” sobre la Antártida, con valores inferiores a 220 UD y que abarca gran parte del continente. Con estas dos imágenes podemos ver de manera simple el efecto sobre el ozono de los gases compuestos de cloro y bromo depositados en la atmósfera por causas antropogénicas.

NIMBUS-7/TOMS Total Ozone Nov 1, 1992

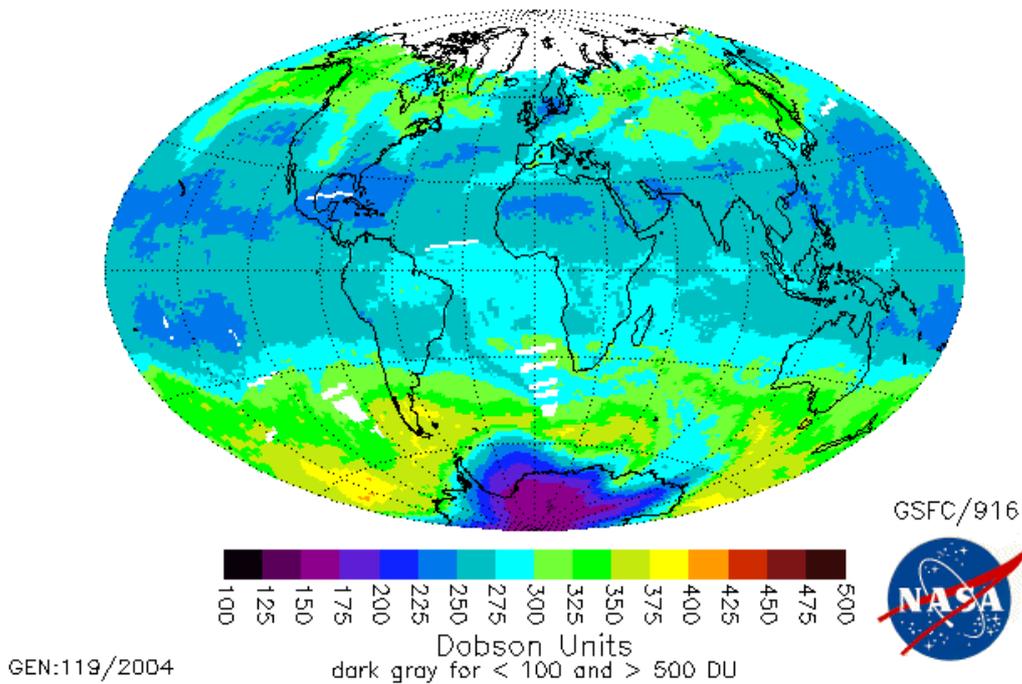


Fig. 2.7. Contenido total de ozono en columna medido por el TOMS del Nimbus-7 el día 1 de noviembre de 1992. Fuente: TOMS Data set versión 8 NASA

2.4 OBSERVACIONES Y TENDENCIAS EN LAS SERIES DE TOTAL DE OZONO

Para verificar experimentalmente los avances en conocimientos teóricos sobre el ozono, durante la década de los años 80 del pasado siglo, se incrementaron en número e importancia las

medidas realizadas en diferentes puntos del planeta. De particular importancia fue el análisis de series de medidas de ozono en observatorios en los que existían series de observaciones largas como la ya mencionada en la introducción del presente trabajo del observatorio de Arosa en Suiza. Fruto de ello fueron una serie de trabajos en los que se puso de manifiesto que a lo largo de las décadas de 1970 y 1980 se estaba produciendo un declive en los niveles de ozono estratosférico (Staehelin et al., 1998a, b).

El instrumento de medida, un espectrofotómetro Dobson, comenzó sus registros en 1926. En la Figura 2.8 se representa la evolución del total de ozono desde ese año. La variación anual es bastante significativa, del orden de 100 UD. En el periodo 1926-1973 se ha estimado un valor de tendencia positiva de 0,1% por década. En cambio, en el periodo 1973-1997 ha sido hallado una tendencia negativa de pérdida de 2,9% respecto a los valores anteriores. Estos valores han sido hallados aplicando un filtro de media móvil de 1 año a los valores diarios: los valores del TOMS corresponden a una mezcla de datos de los instrumentos a bordo de los satélites Nimbus-7 y Meteor-3.

El hecho más importante que se muestra en esta figura es la rotura de la evolución anterior de la serie a partir de 1973 y el decrecimiento sostenido de los valores, tanto en las medidas de Dobson como en las de TOMS.

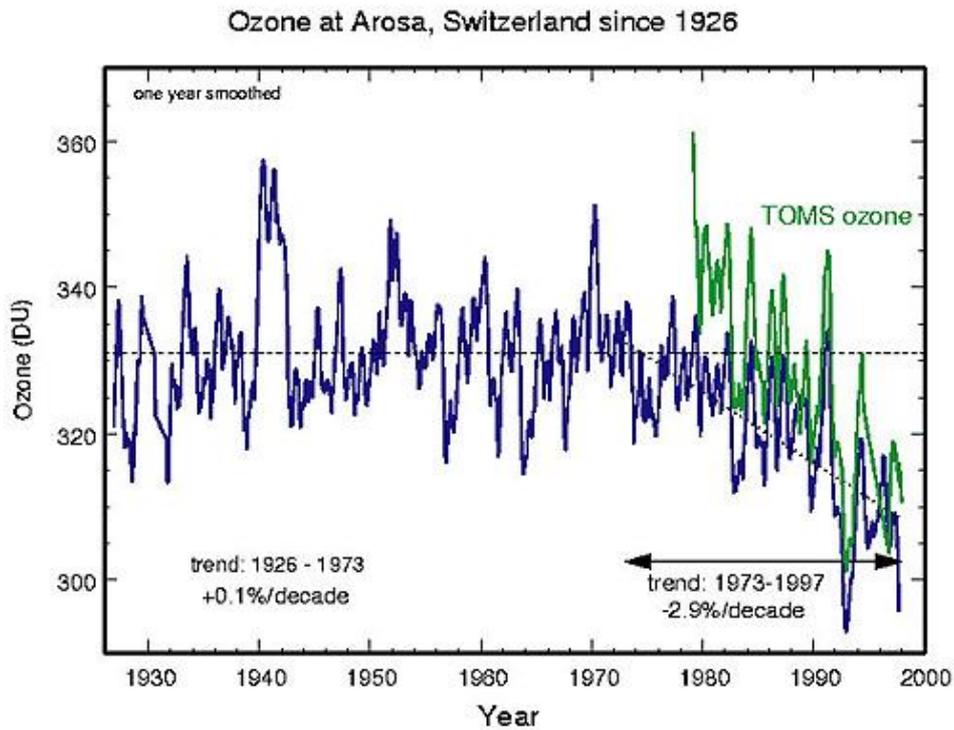


Figura 2.8. Evolución del total de ozono en columna registrado en el observatorio de Arosa, Suiza desde 1926 hasta 1997 en trazo azul. En trazo verde se superpone las medidas del TOMS desde 1978. (Staehelin et al., 1998).

Aplicando la misma técnica a una de las series de datos diarios de total de ozono sobre Madrid medidos por el TOMS entre 1978 y 1993 procedentes de los sobrevuelos del satélite Nimbus-7, obtenemos mediante un suavizado de media móvil de 365 días centrados en cada valor de TOC individual una curva que muestra también una tendencia decreciente (Figura 2.9). Se han etiquetado las palabras El Chichón en 1982 y Pinatubo en 1991 porque en esos años se produjeron dos grandes erupciones correspondientes a esos volcanes y que tuvieron un impacto en los valores totales de ozono a nivel global, especialmente la segunda erupción. Se observa en

el gráfico como descienden abruptamente los valores promedio de TOC después de cada uno de los episodios.

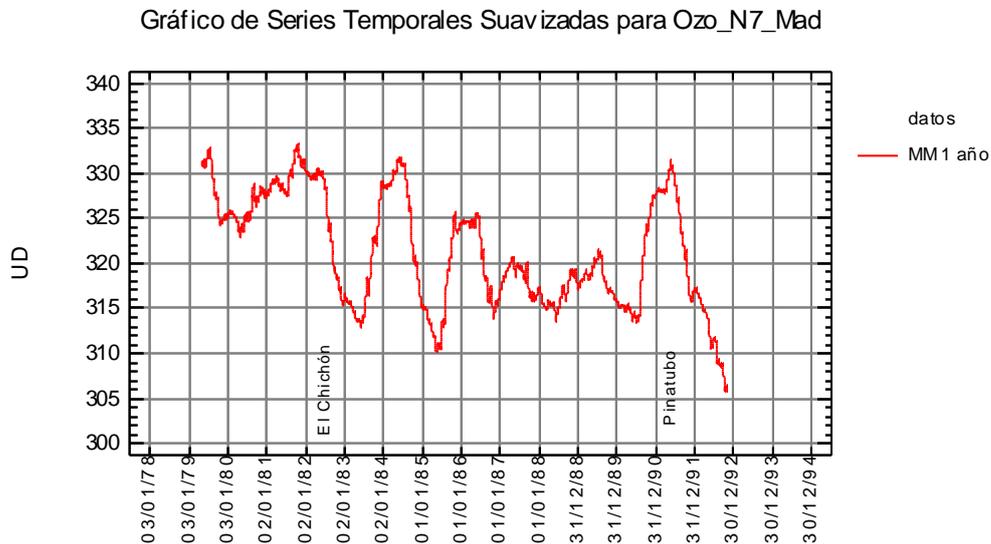


Figura 2.9. Evolución del total de ozono en columna registrado sobre Madrid de acuerdo a los registros del TOMS del satélite Nimbus 7 de la NASA: Suavizado mediante media móvil de 365 días. Periodo 1978-1993. Elaboración del gráfico realizada por el autor a partir de los datos originales.

Estas tendencias son visibles en casi todo el globo, especialmente en las regiones polares. En la Antártida el fenómeno es espectacular debido a la drástica reducción del ozono al final del invierno y comienzos de la primavera, pero en las regiones árticas también se produce un descenso notable. Sin embargo no se han encontrado tendencias significativas para la franja tropical comprendida entre 25 S y 25 N en el último cuarto de siglo.

2.5 CAUSAS DE LA VARIABILIDAD EN EL TOTAL DE OZONO

El motivo principal de esta drástica reducción en las zonas polares es el aumento de los compuestos de cloro y flúor (CFC) y otras sustancias con bromo en la estratosfera de las

regiones frías. Durante los meses invernales, y sobre todo en la Antártida, el aire queda encerrado dentro del llamado vórtice circumpolar sufriendo un estancamiento prolongado y un enfriamiento importante a todos los niveles. Cuando la temperatura cae en la estratosfera por debajo de los $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$, la humedad presente en el aire condensa en forma de cristales de hielo formando las NPE. La formación de estas nubes es crítica en el proceso de destrucción de ozono porque, al depositarse las sustancias cloradas en forma inerte en la superficie de sus cristales, se transforman en sustancias que sí son capaces de destruir el ozono. Las reacciones solo tienen lugar en la superficie sólida de los cristales de hielo de dichas nubes mediante reacciones catalíticas que no consumen las reservas de cloro y otras sustancias, pudiéndose mantener el ciclo de destrucción de ozono mientras existan moléculas de estos compuestos, mientras las temperaturas sean suficientemente bajas como para mantener los cristales, o mientras estos no vayan descendiendo de nivel hacia estratos más calidos. Esta teoría, ya ampliamente corroborada por las observaciones, recibe el nombre de “química heterogénea” y fue formulada inicialmente por (Crutzen et al., 1986), (McElroy et al., 1986), y (Solomon et al., 1986).

Las NEP pueden ser de dos tipos: I y II. Las nubes de tipo II se componen únicamente de agua en forma de hielo. Su temperatura de formación es de -188 K o $-85\text{ }^{\circ}\text{Celsius}$. En cambio las nubes de tipo I están formadas por una mezcla de ácido nítrico (HNO_3), vapor de agua (H_2O), y ácido sulfúrico (H_2SO_4). Se consideran como un líquido ternario en suspensión. Su temperatura de formación es ligeramente más cálida. Solo -195 K o $-78^{\circ}\text{ Celsius}$. En el caso de las NEP tipo 1, conforme la temperatura desciende, las gotas crecen de tamaño proporcionando suficiente superficie para permitir reacciones de química heterogénea. Debido al tamaño relativamente

pequeño de estas partículas (1 micra) su velocidad de sedimentación es pequeña, del orden de 10 metros por día. En cambio las nubes de tipo II forman cristales de hielo más grandes (10 micras), por lo que su velocidad de sedimentación es de 1,5 km/día. Entre ambos tipos de nubes arrastran fuera de la estratosfera polar el vapor de agua y los óxidos de nitrógeno, realizando un proceso de “deseccación” y de “desnitrificación” de dichos estratos al final del invierno polar.

En el Ártico en cambio, el fenómeno también se produce pero es interrumpido frecuentemente por roturas del vórtice circumpolar que aportan masas de aire más cálidas y que impiden que las temperaturas caigan por debajo del umbral de formación de las NEP. Esta diferencia entre el clima de ambas zonas polares se debe a que alrededor del Ártico hay numerosos accidentes geográficos, como las montañas Rocosas o el casquete helado de Groenlandia, cuyas cimas alcanzan los 3000 metros de altura. Esto provoca con más frecuencia ondas planetarias y, en consecuencia, el viento tiene mucha mayor componente meridiana contribuyendo a que exista mayor intercambio entre latitudes tropicales y polares, por ello el aire durante el invierno boreal no se enfría tanto y alcanza con poca frecuencia temperaturas capaces de formar las NEP. Otra consecuencia de esta mayor mezcla es que las sustancias que destruyen el ozono se acumulan a menor ritmo allí o son removidas hacia otras latitudes.

Una comparación entre los valores de las temperaturas promediadas observadas al nivel de 50 hPa en las latitudes 80 N y 80 S se da en la Figura 2.10. En gris se representa el rango de variación. Se observa que en el hemisferio sur los enfriamientos son mucho más intensos, alcanzando casi todos los años temperaturas por debajo del umbral de formación de nubes. El enfriamiento promedio es intenso y duradero en junio y agosto, con temperaturas suficientes para la formación de NEP de manera continuada. En cambio en el hemisferio norte pocos años

se traspasan los umbrales, y los promedios muestran que el periodo de enfriamiento es mucho más corto e interrumpido por calentamientos bruscos en el corazón del invierno, meses de enero y febrero. Estas condiciones térmicas explican la facilidad con que se pueden formar las NEP en el hemisferio sur y contribuir a que el ozono se extinga por completo en los niveles que ocupan. En cambio, en el hemisferio norte el fenómeno es mucho más raro y de duración temporal mucho menor. Por ello, no hay *agujero* de ozono en el Ártico de la misma magnitud ni duración tal y como se produce en la Antártida.

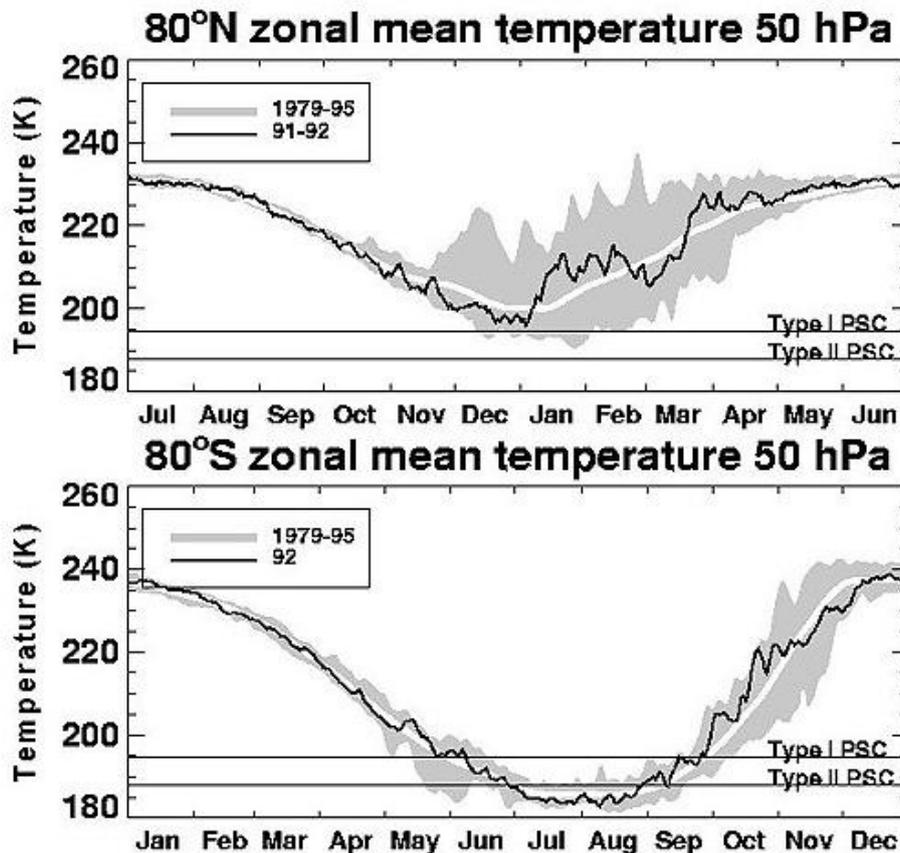


Fig 2.10. Promedios de temperatura y valores extremos en el nivel 50 hPa a lo largo de los paralelos 80 N y 80 S. Nivel de formación de las Nubes Estratosféricas Polares tipo I y II. Tomado del curso on line de "Ozono estratosférico". NASA Goddard Space Flight Centre y Old Dominion University.

Como consecuencia de la aplicación de las medidas de limitación de producción de sustancias gaseosas con contenidos de cloro y flúor a nivel mundial, se ha observado que el total de sustancias cloradas contenidas en la estratosfera ha comenzado a disminuir desde finales de la década de los 90 del siglo XX.

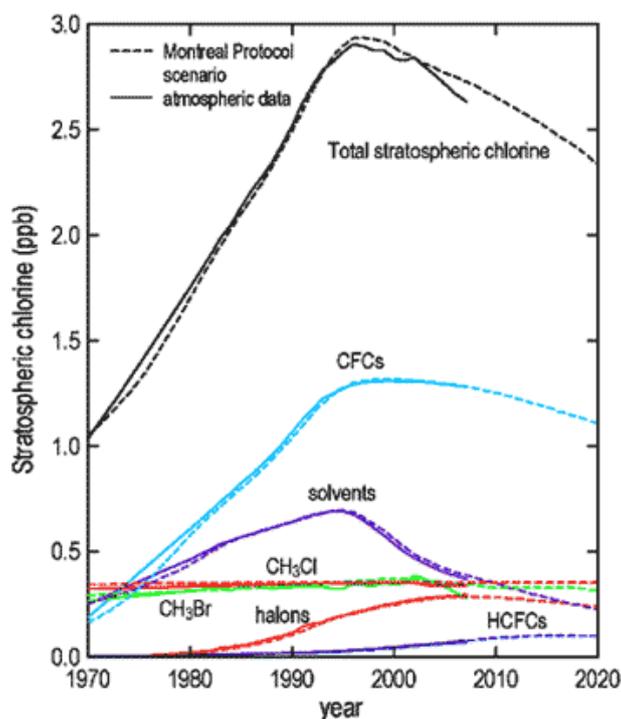


Fig 2.11. Contenido de cloro estratosférico en partes por billón total y parcial según las principales sustancias destructoras de ozono: CFCs, disolventes clorados, metil cloro, metil bromo, halones y HCFCs. Fuente datos y elaboración CSIRO Atmospheric Research and Cape Grim Baseline Air Pollution Station, The Australian Antarctic Division and Australian Bureau of Meteorology.

En la Figura 2.11. se muestran las medidas realizadas en la estación de Cape Grimm en Australia y publicadas por el CSIRO y el Gobierno Australiano. Se puede ver la evolución de las sustancias destructoras de ozono tales como CFCs, disolventes clorados, metil cloro, metil bromo, halones y HCFCs. En negro se representa el contenido total de cloro estratosférico. En

negro discontinuo se pueden ver las predicciones de modelos hasta 2020 bajo el supuesto de cumplimiento del Protocolo de Montreal. El máximo de sustancias cloradas en la estratosfera se alcanzó en la mitad de los años 90 del siglo pasado, y actualmente se observa un decrecimiento de alrededor de 1% al año, por lo que los niveles observados están por debajo de lo calculado por los modelos.

Del último informe sobre la evolución de la capa de ozono (UNEP,2006) se constata que el protocolo de Montreal ha logrado disminuir la concentración de este tipo de sustancias y que en consecuencia se espera que la capa de ozono se recupere hasta los niveles que tenía en la década de los 60 del siglo XX a lo largo del presente siglo. En particular, se espera que los niveles de ozono entre 60°S y 60°N comiencen a dar síntomas de recuperación a lo largo de esta década o la siguiente.

En este informe, se constata en particular que, el declive en las cantidades de ozono en las zonas extrapolares mencionadas, experimentado en la década de los 1990, no ha continuado. En el periodo 2002-2005, los valores de ozono han sido aproximadamente 3% inferiores a los que había antes de 1980. En el hemisferio sur han sido un 6% inferiores. Dichos valores han sido esencialmente los mismos que los observados en el periodo 1998-2001.

Asimismo se informa que la contribución de la pérdida de ozono en las latitudes polares ha sido sustancial en la cuantificación de las pérdidas de latitudes medias hasta el extremo de contribuir aproximadamente con un tercio de dicha pérdida en el hemisferio norte y de la mitad en el hemisferio sur. Otra contribución importante a la disminución de dichos niveles en el hemisferio norte y en invierno han sido los cambios en la circulación en la troposfera alta y estratosfera inferior.

En niveles altos, alrededor de los 40 km, la pérdida en ozono ha sido del 10 al 15%, y al nivel de 20-25 km del 10% durante la década de los 80 hasta la mitad de los noventa, manteniéndose esencialmente constante desde ese momento hasta la actualidad. Finalmente este informe reporta que el total de ozono en columna sobre la zona tropical (25°S-25°N) permanece constante tal y como se había hallado en los informes previos generados por este organismo.

Por tanto, como conclusión, se establece que el motivo principal del descenso del ozono en las dos pasadas décadas a nivel de todo el planeta ha sido el aumento de las sustancias halogenadas establecido mediante su correlación con el Equivalente en Cloro Efectivo en la Estratosfera (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine o EESC).

Sin embargo, en el mismo informe, se reconocen otras causas que afectan a la variabilidad del total de ozono en columna. Las pérdidas en ozono en invierno desde el final de los 70 hasta la mitad de los 90 y la recuperación posterior se deben parcialmente a dinámica estratosférica y troposférica, aunque no está claro si es variabilidad de dicha dinámica o tendencias a largo plazo. Se estima en un 20 a 50 % el impacto de estos efectos a largo plazo sobre la variabilidad del ozono.

En lo relativo al impacto dinámico y químico de los aerosoles fue mayor en el periodo posterior a la erupción del Pinatubo en 1991. La disminución de niveles de ozono en 1993 se explica mediante modelos.

Asimismo los modelos representando periodos de tiempo en la década de 1990 muestran como la dilución del aire polar empobrecido en ozono al viajar hacia latitudes más bajas, realiza una contribución sustancial a la reducción del ozono en latitudes medias (sobre todo en hemisferio

sur). En el hemisferio norte se pierde un tercio de los valores correspondientes a las masas de aire polar.

Al no haber erupciones volcánicas grandes recientes, en el ciclo solar actual ha sido posible medir mejor su impacto en el ozono observado. La variación estimada es de 2 a 3% entre el máximo y el mínimo en latitudes bajas y medias. En la concentración de ozono en la estratosfera se estima mediante modelos que la contribución es de menos de un 4%. Estudios que cuantifican mediante relaciones estadísticas dicho efecto se pueden encontrar en (Steinbrecht et al., 2004a) y (Newchurch et al., 2003).

Los cambios producidos en los promedios de TOC sobre franjas de latitud en latitudes medias, entre 35 y 60°S y 35 y 60° N, muestran que la variabilidad es superior en invierno y primavera y menor a lo largo del verano y otoño (WMO, 2003) y (WMO, 2007). La estimación de la disminución de los valores de invierno y primavera se estima entre un 5 y 6% respecto a los valores previos a 1980. En el verano esa disminución se estima en un 2% para el hemisferio sur, y un 5% para el hemisferio norte.

Para resumir, los cambios en el total de ozono atribuibles a causas dinámicas se pueden clasificar en dos grandes grupos:

- a) Cambios interanuales o a largo plazo en la intensidad media de la circulación Brewer-Dobson, la cual es responsable del incremento de los valores de TOC en el periodo invierno-primavera en las zonas extratropicales (Fusco and Salby, 1999), (Randel et al., 2002), (Weber et al., 2003), (Salby and Callaghan, 2004), (Hood and Soukharev, 2005).

b) Cambios en la circulación troposférica, particularmente en la frecuencia de los eventos no lineales de forzamiento de ondas sinópticas, que pueden dar lugar a la formación de valores mínimos de ozono extremos, “mini agujeros”. Estos fenómenos están asociados a mayor presencia o intensidad de anticiclones y a incrementos muy significativos de la altura de la tropopausa (Steinbrecht et al., 1998), (Hood et al., 1997, 1999, 2001), (Reid et al., 2000), (Orsolini and Limpasuvan, 2001), (Brönnimann and Hood, 2003), (Hood and Soukharev, 2005), (Koch et al., 2005).

En lo relativo a la relación entre los principales índices de circulación del hemisferio norte extratropical tales como el AO (Oscilación del Ártico) o la NAO (North Atlantic Oscillation), está reportado que durante los periodos de índices positivos, tales como en la década de los 80 y hasta la mitad de los 90, existe una contribución negativa dinámica inducida a los valores de las tendencias del ozono en las latitudes medias del hemisferio norte (Appenzeller et al., 2000), (Hurrell, 1995), (Graf et al., 1998), (Zhou et al., 2001).

Reinsel et al. (2005) han realizado un análisis basado en regresión múltiple de los conjuntos de datos de satélite TOMS y SBUV/SBUV(2) (versión 7) entre 1979 y 2002. El modelo estadístico relaciona el TOC con términos proporcionales al flujo planetario de Eliassen-Palm promediado entre 30° y 90° de latitud en cada hemisferio, así como a los índices de la Oscilación Ártica/Antártica. En ese trabajo se halló que ambas variables dinámicas tienen una influencia considerable en el promedio del TOC en latitudes mayores de 40° en ambos hemisferios. También se encontró evidencia de un amplio cambio positivo en la tendencia del TOC desde 1996. Sin embargo, la inclusión de los índices NAO o AO/AAO en un modelo de regresión no

contabiliza en su totalidad la variabilidad del ozono asociada con el forzamiento de ondas sinópticas.

Debido a que el flujo de Eliassen-Palm (EP) estima la intensidad de la circulación Brewer-Dobson y no directamente el ozono (Fusco and Salby, 1999), (Randel et al., 2002), no es posible determinar de manera definitiva las contribuciones dinámicas al cambio de tendencia desde 1996. Sin embargo, análisis estadísticos realizados en base a los datos de observaciones basadas en tierra en Europa, (Krzýscin et al., 2005) muestran que se ha producido un cambio positivo en la tendencia del TOC en la región desde 1994.

Otros estudios (Wohltmann et al., 2005), relacionan el TOC con el perfil de latitud equivalente (o de vorticidad potencial o PV) sobre una estación también mediante modelos de regresión múltiple. Esta técnica aplica la conservación del ozono y de la PV sobre superficies isentrópicas en una escala de tiempo inferior a varias semanas para transformar el perfil de vorticidad potencial en un perfil sintético de ozono utilizando una climatología de ozono. Estos perfiles sintéticos se utilizan como variable para explicar los hechos y tener en cuenta los casos de ascensos o hundimientos de las superficies isentrópicas originados por los sistemas de presión troposféricos. Como conclusión se obtiene que entre el 30 y el 50% del valor de la tendencia a largo plazo entre 1979 y 2002 puede ser atribuido a los cambios en los sistemas de presión troposféricos.

Estos cambios consisten sobre todo en el incremento del número y amplitud de los sistemas de anticiclón asociados con ondas planetarias y sinópticas hacia los polos (Hood et al., 1999). De manera consistente a estos hallazgos, otros estudios sobre datos históricos muestran como los eventos de muy bajo contenido en ozono (mini-agujeros) fueron mucho más frecuentes en 1990-

2000 que en el periodo 1952-1963 (Brönnimann and Hood, 2003), y que los cambios en la circulación atmosférica observados contribuyen de manera importante a este incremento en la frecuencia.

Respecto a la independencia de los procesos que contribuyen a la variabilidad del TOC, circulación Brewer-Dobson y forzamiento de ondas sinópticas troposféricas, se estima que hay conexión entre ambos. Por ejemplo, la actividad de las ondas troposféricas a escala planetaria modula la circulación Brewer-Dobson y modifica la altura de la tropopausa.

Hood and Soukharev (2005) utilizan métodos de regresión y correlación para estimar separadamente y en combinación la porción de la variabilidad interanual y las tendencias en el periodo entre 1979 y 2002, que puede ser atribuido a los cambios a largo plazo para los dos mecanismos mencionados. Se estimó que del 18 al 25% de la tendencia negativa en febrero y marzo se debe a cambios a largo plazo en la circulación Brewer-Dobson. De un 27% a un 31% puede ser atribuido al forzamiento ocasionado por ondas troposféricas. Estos resultados están aproximadamente de acuerdo con lo obtenido por (Randel et al., 2002).

Hay que resaltar que no obtuvieron correlaciones significativas entre los promedios mensuales de las variaciones de flujo EP (asociado a cambios en la circulación Brewer-Dobson) y los promedios mensuales de las variaciones de vorticidad potencial (asociadas a cambios en el forzamiento de ondas troposféricas) en latitudes medias del hemisferio norte. Sin embargo, al utilizar ambas variables como predictores de ozono se obtuvo una correlación de hasta 0.7, significativamente superior al uso de ambas variables como predictores de manera independiente. Todo esto indica que la contribución a la variabilidad del ozono de ambos procesos es, por lo menos de primer orden, independiente y sumable en las latitudes medias del

hemisferio norte. Conjuntamente, ambos componentes pueden explicar alrededor del 50% de la varianza interanual y la tendencia negativa máxima en las latitudes medias del hemisferio norte en febrero y marzo

Los efectos directos de los factores dinámicos sobre el ozono descritos más arriba están limitados sobre todo al invierno y al verano. En la estación veraniega los cambios en total de ozono de mes a mes están controlados principalmente por los cambios en las concentraciones de los óxidos de nitrógeno (NO_x) y por procesos fotoquímicos (Brühl et al., 1998). Según Randel et al., (2002), mientras que el periodo de vida asociado a causas fotoquímicas no varía de año en año, las condiciones iniciales de ozono para determinar los valores a lo largo del verano depende de la abundancia de este en el periodo otoño-invierno. A resultas de esto, las anomalías de ozono observadas al final del verano y principios de otoño sobre una banda entre 35 y 60 grados en ambos hemisferios se correlacionan de manera importante con las anomalías de invierno-primavera (Fioletov and Shepherd, 2003), (Dhomse et al., 2006). Ello sugiere que los valores de TOC en el periodo de verano están directamente influenciados por los procesos dinámicos en los meses precedentes de invierno y primavera.

2.6 RELACION DEL OZONO CON LA RADIACIÓN ULTRAVIOLETA E IMPACTO EN LOS SERES VIVOS

Como consecuencia de su estrecha relación, los estudios de ozono pronto se ligaron a los de los niveles de radiación ultravioleta. La evolución de esta se puede encontrar en el informe sobre la evolución del ozono antes mencionado (UNEP/2006). En él se confirma que las medidas adicionales realizadas desde la redacción del anterior informe (UNEP/WMO, 2002), confirman que el decrecimiento en los niveles de ozono ha provocado un incremento global en la radiación ultravioleta.

La relación directa entre casos de radiación ultravioleta elevada y valores anormalmente bajos de ozono se ha reflejado en numerosos estudios entre los que se puede citar el descrito en (Stick et al., 2005) sobre un episodio en el que la radiación que afecta a la piel aumentó en un 20% en un día de finales de mayo de 2004 sobre el norte de Alemania debido a la presencia de un mínimo de ozono: 287 Unidades Dobson el día 27. El valor normal en esas fechas es de 360 Unidades Dobson. La radiación ultravioleta registrada ese día fue máximo histórico en dicha zona.

Otro caso bien documentado y más próximo es el estudiado en (Gutiérrez, 2008). En el también se estudian las condiciones en las cuales se produjo un máximo histórico en los registros del Centro Radiométrico Nacional situado en Madrid. En este caso, el valor integrado diario de la radiación ultravioleta B el día 13 de junio de 1997 fue de 6677 W/m^2 y el valor del total de ozono en columna de 291 UD, cuando los valores normales en la fecha se acercan a los 340 UD. Si bien la reducción en porcentaje en ozono fue algo menor en España, el valor bastante superior de la radiación ultravioleta en nuestras latitudes hace que este tipo de eventos de reducción de ozono tenga un elevado impacto en nuestro país.

Para ilustrar mejor sobre la radiación ultravioleta se puede indicar que la radiación electromagnética se clasifica en bandas de acuerdo a su longitud de onda (o a su frecuencia). Las bandas más utilizadas y que comprenden la práctica totalidad de la radiación solar y terrestre son la radiación ultravioleta (100 nm – 400 nm), radiación visible (400 nm - 700 nm), infrarrojo próximo (0,7 μm - 20 μm), infrarrojo lejano (20 μm - 1 mm), y microondas (1 mm en adelante).

El comportamiento de la UVB muestra un alto grado de variabilidad en el tiempo con ciclo diario y anual, pero también en el espacio (Verdebout, 2003). Este último depende de la latitud y la altitud (Bais, 1993), de los cambios en el espesor de la capa de ozono (Hermann, 1996), y también de los aerosoles (Vergaz, 2001). Estos dos últimos actúan en proporción inversa llevando sus incrementos a reducciones en los valores de UVB registrados. En cambio, valores elevados del albedo de la superficie alrededor del instrumento de medida conlleva un incremento de las medidas de radiación UVB (Seckmeyer, 2001). Aproximadamente un 95% de la radiación UV penetra en el agua y hasta un 50% llega hasta una profundidad de 3 m. (Carreño et al., 2004).

La radiación UVC, ultravioleta C, está comprendida entre 100 y 280 nm. Esta radiación, de alto poder energético, permite la disociación de moléculas de oxígeno biatómico, favoreciendo la formación de ozono en niveles altos de la estratosfera y siendo completamente absorbida por la atmósfera ya que el proceso global de creación del ozono y destrucción de la UVC es exotérmico. El calor emitido sirve para calentar el aire circundante y conseguir que el perfil vertical de temperatura crezca con la altura en la estratosfera. El ozono va creciendo en número de moléculas conforme se desciende.

La delgada capa en la que las moléculas de ozono son más abundantes y por tanto su presión parcial es superior recibe el nombre de capa de ozono u *ozonfera*. Ninguna radiación UVC logra pasar de ese nivel. Por debajo de ella se registra poca cantidad de radiación ultravioleta B, ya que la mayor parte es absorbida por esta capa. Podemos decir que la ozonfera es un escudo que protege a la vida en la tierra y en el mar de recibir dosis dañinas de radiación ultravioleta B.

En la Figura 2.12, y a modo de resumen de lo expuesto hasta ahora, se puede apreciar la diferente penetración de cada uno de los tres tipos de radiación ultravioleta UVA, UVB, y UVC. Se puede ver que la UVC es absorbida completamente antes de alcanzar la troposfera. En cambio, la mitad aproximadamente de la UVA alcanza la superficie terrestre, aunque esta radiación no daña las células. La UVB puede producir quemaduras y daño genético que lleven a la aparición de cáncer de piel si la exposición es prolongada. El ozono es el responsable de la importante atenuación de la UVB, ya que solo el 5% en promedio alcanza la superficie terrestre. No obstante, como ya se ha mencionado, los valores diarios de UVB son muy sensibles a la cantidad de ozono en primavera y verano. Cualquier disminución en su concentración ocasiona aumento de la radiación registrada en superficie en esta parte del espectro.

Podemos concluir que el ozono estratosférico es de importancia vital para la vida ya que absorbe la radiación UV dañina. Sin embargo, el ozono en niveles de troposfera baja se considera como un contaminante ya que la exposición a concentraciones altas o su inhalación provoca daños en los ojos y en el tejido pulmonar debido a su alta reactividad.

Como ya se ha mencionado, el ozono absorbe tan intensamente la radiación UVC ($\lambda < 280\text{nm}$) que esta no llega en absoluto a la superficie de la tierra. Conforme aumenta la longitud de onda, en el UVB ($280\text{nm} < \lambda < 320\text{nm}$) y en el UVA ($320\text{nm} < \lambda < 400\text{nm}$), la absorción del ozono se hace cada vez más débil, siendo indetectable más allá de 340nm.

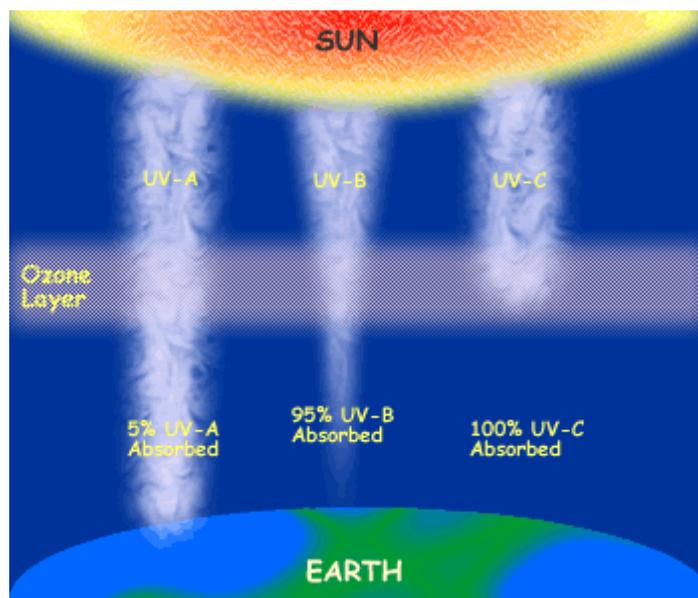


Fig 2.12. Penetración de la radiación ultravioleta en la atmósfera terrestre. Tomada de <http://ozone.gi.alaska.edu/levels.htm>

La Figura 2.13 muestra diferentes espectros de absorción incluyendo el espectro de absorción en la cima de la atmósfera. Las fracciones de la energía solar en dicha cima para las regiones UVB y UVA son aproximadamente de 1,5% y 7% respectivamente. La figura también muestra el espectro medido en dos días claros de junio a mediodía (los dos son casi indistinguibles). La curva fina D se calcula a partir del espectro extraterrestre modulado por la absorción promedio debida al ozono medio medido esos días. Como el espectro obtenido es casi idéntico en forma pero por encima de él en valores, hay que deducir que habrá que añadir otros efectos que disminuyen la cantidad de radiación medida en la superficie.

Esos efectos incluirían la absorción de las moléculas de aire y el efecto de fondo de los aerosoles. No había nubosidad en esos días. El valor aproximado de esos efectos combinados

es del 40% de la atenuación. Otros efectos a tener en cuenta son la presencia de nubes, el albedo del suelo, y cargas extras de aerosoles superiores a los valores de fondo.

Los cambios en la radiación UV se pueden expresar de diferentes maneras según el efecto biológico que se desee medir y según las longitudes de onda que se considere. Un espectro de actuación para un efecto biológico particular se expresa como la efectividad de la radiación para provocarlo a una determinada longitud de onda referida (como cociente) al efecto biológico a una determinada longitud de onda estándar. Para el efecto de quemadura (eritema) inducido por la radiación UV (quemadura del sol), el espectro de acción adoptado por la mayor parte de organizaciones internacionales es el conocido como espectro de acción CIE (Commission Internationale de l'Éclairage, Comisión Internacional de la Iluminación) (E en la figura), y definido utilizando el método descrito en (McKinlay et al., 1987) de la siguiente manera:

$$E(\lambda) = 1 \text{ cuando } 250 \text{ nm} < \lambda < 298 \text{ nm}$$

$$E(\lambda) = 10^{0.094(298-\lambda)} \text{ cuando } 298 \text{ nm} < \lambda < 328 \text{ nm}$$

$$E(\lambda) = 10^{0.015(139-\lambda)} \text{ cuando } 328 \text{ nm} < \lambda < 400 \text{ nm}$$

Para una amplia variedad de condiciones atmosféricas, la irradiancia diaria modulada según el espectro CIE varía aproximadamente un 1.2% para cambios de 1.0% en el valor del ozono.

Además del efecto de quemadura, la radiación ultravioleta B puede producir roturas en las cadenas de ADN de las células debido a la alta energía de los fotones. Aunque las células tienen una cierta capacidad de reparar dichos daños, en ocasiones las células dañadas se reproducen y provocan formas peligrosas de cáncer de piel.

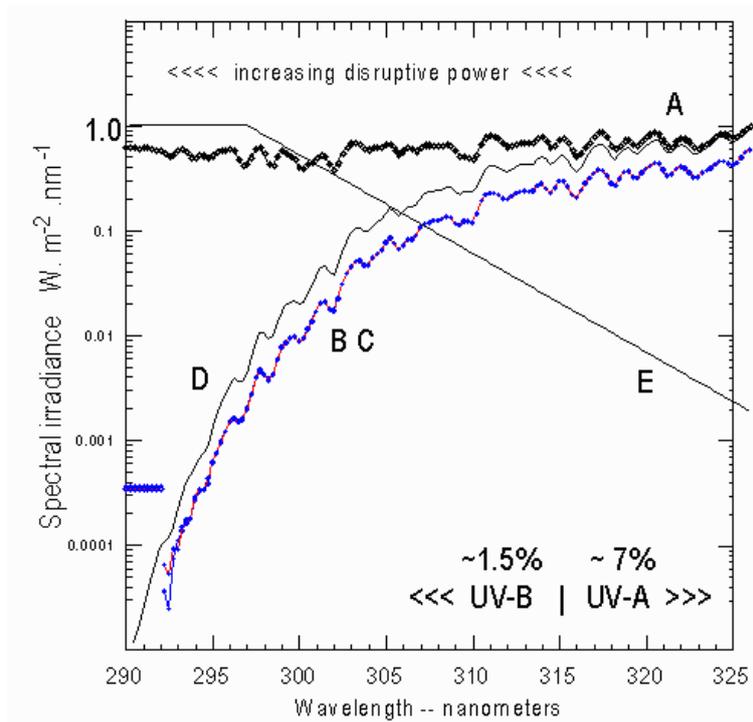


Fig 2.13 , Evolución de la absorción de la radiación por efecto del ozono según la longitud de onda.. Espectro solar en la cima de la atmósfera (A), al nivel del terreno para dos días diferentes (B, C), efecto de la absorción de radiación UV por el ozono (D) y espectro de acción eritemática (E). Línea delgada en negro etiquetada como E: Espectro de acción eritemática. (Tomada de McKinley y Diffey, 1987)

Ejemplos de estudios a nivel nacional realizados en el seno de la campaña de observaciones de radiación ultravioleta en el Pico Veleta son (Lorente et al., 2004) y (Lorente et al., 2005).

2.7 SERIES DE DATOS UTILIZADAS

Vamos a describir los métodos de análisis propuestos para llegar a una descripción de la variabilidad del total de ozono en columna sobre la Península Ibérica, y para avanzar explicaciones a dicho comportamiento. El primer hecho a considerar es la naturaleza de las

series de datos de que disponemos. Estas series provienen de instrumentos más o menos similares pero nunca idénticos; a bordo de satélites con diferentes órbitas, o situados en emplazamientos terrestres. Los datos procedentes de instrumentos en satélite proporcionan la cobertura espacial y temporal más amplia.

La serie principal como ya se ha mencionado es la del TOMS del Nimbus-7 (N7 de ahora en adelante) que abarca desde noviembre de 1978 hasta mayo de 1993. Esta serie de datos está muy documentada y revisada (McPeters et al., 1996), y ha sido la referencia para la monitorización de la evolución del ozono en la década de los 80 y principios de los 90 del siglo XX. La segunda serie de datos de TOMS disponible proviene del satélite Earth Probe (EP de ahora en adelante), la cual dispone también de amplia documentación técnica (McPeters et al., 1998). Sin embargo, por problema de degradación del instrumento y del satélite, la NASA recomienda no utilizar estos datos para realizar análisis de tendencias (NASA TOMS web page, 2007). Del registro de incidencias ubicado en dicha página y de otros estudios (Vanicek, 2005) se deduce que existen importantes problemas que desaconsejan el uso incluso de valores puntuales más allá de 2002-2003. Por lo que solo tendremos en cuenta para este trabajo los datos de sobrevuelos entre julio de 1996 y diciembre de 2001.

La tercera fuente de información son los datos con control de calidad proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Estos aparatos sufren revisiones bianuales para recalibrarse según procedimientos estándares mundiales. El Brewer 070 de Madrid proporciona la primera serie utilizable entre los años 1993 y 2002. Con posterioridad a ese año y por un periodo de tiempo limitado, este instrumento sufrió alguna degradación en filtros, por lo que las calibraciones y controles no aseguraban la estabilidad y fiabilidad del dato. Desde principios del

año 2005 se puede considerar que opera con normalidad por lo que se toma en consideración el periodo 2005-junio 2008 hasta donde se dispone de datos.

La serie 1993-2002 será considerada en su totalidad y también se analizará en dos periodos separados: 1993-1995 y 1996-2002 para resaltar las singularidades del primer periodo. El otro Brewer utilizado es el 117, ubicado en Murcia. En este caso, se han utilizado otros 11 años entre 1996 y 2006. En esta serie se ha realizado un troceado en dos partes: 1996-2002 para hacerlo coincidir con el otro segmento de la serie Brewer de Madrid y muy próxima a la serie EP, y el periodo 2003-2006 para adentrarnos en la exploración de la mitad de esta década que está finalizando. Puntualmente se dispone de datos del año 2002 de los Brewer de Zaragoza y de Murcia que servirán para realizar un caso de estudio.

Recientemente se han puesto a disposición los datos de sobrevuelos correspondientes al instrumento OMI (sucesor del TOMS) a bordo del satélite AURA de la NASA descrito en el capítulo anterior. Disponemos de los datos entre agosto de 2004 y diciembre de 2008. Este juego de datos va a permitir evaluar lo sucedido con el TOC sobre la Península Ibérica en el centro de esta década y la comparación parcial con los datos del Brewer de Murcia.

Por último, han sido cedidos por parte de Manuel Antón y el DLR los datos de los sobrevuelos del instrumento GOME a bordo del satélite europeo ERS-2 sobre Madrid en el periodo comprendido entre 1996 y 2008 para su evaluación frente a otros instrumentos. Este juego de datos no permite realizar estudios de evolución temporal con la misma precisión que los anteriores porque en nuestras latitudes solo sobrevuela el lugar una vez cada 3 ó 4 días.

Las coordenadas geográficas de los lugares de los sobrevuelos seleccionados del TOMS y del OMI se muestran en la Tabla 2.1, las coordenadas de los espectrofotómetros Brewer de AEMET en la Península Ibérica se muestran en la Tabla 2.2 y, finalmente, el mapa con la representación de todos los emplazamientos en los que los pines amarillos representan lugares comunes de sobrevuelos y Brewer, las flechas verdes representan solo sobrevuelos y los círculos azules solo emplazamiento Brewer, se muestra en la Figura 2.14. En algún momento del trabajo, se utilizan la serie de sobrevuelos del Nimbus-7 sobre Izaña pero solo como comparación. Se ha utilizado Mont-Louis (Francia), situado en los Pirineos Orientales a unas pocas decenas de kilómetros de la frontera con España para representar el noreste de la Península.



Fig 2.14. Emplazamientos de los sobrevuelos de TOMS y OMI y de los observatorios terrestres dotados de espectrofotómetro Brewer de AEMET. Pines amarillos son los emplazamientos combinados, flechas verdes son solo sobrevuelos, y círculos azules solo datos de tierra. Mapa base tomado de Google Earth® y compuesto por el autor.

TOMS lugar sobrevuelo (País)	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Periodo de tiempo datos de instrumento basado en tierra
Madrid (España)	40.40 N	3.68 W	548	Brewer nº070 1993-2002
Murcia (España)	38.00 N	1.17 W	70	Brewer nº 117 1996-2006
Lisboa (Portugal)	38.77 N	9.13 W	105	
Mont-Louis (Francia)	42.50 N	2.13 E	1650	
Arenosillo (España)	37.10 N	6.73 W	41	

Tabla 2.1 TOMS Nimbus-7 y Earth Probe. Emplazamiento sobrevuelos seleccionados.

Estación Brewer	Latitud	Longitud	Altitud (m)
Madrid	40.40 N	3.68 W	548
Murcia	38.00 N	1.17 W	70
Zaragoza	41.70 N	1.00 W	258
La Coruña	43.41 N	8.30 W	67

Tabla 2.2 Emplazamientos peninsulares de los espectrofotómetros Brewer de AEMET

Para finalizar se incluye una tabla resumen, Tabla 2.3., con los datos utilizados, con el periodo de tiempo, el observatorio y el tipo de instrumento.

Periodo temporal	Observatorio	Instrumento
Nov 1978-Mayo 1993	Madrid	TOMS – Nimbus 7
Nov 1978-Mayo 1993	Murcia	TOMS – Nimbus 7
Nov 1978-Mayo 1993	Lisboa	TOMS – Nimbus 7
Nov 1978-Mayo 1993	Mont-Louis	TOMS – Nimbus 7
Nov 1978-Mayo 1993	Arenosillo	TOMS – Nimbus 7
Nov 1978-Mayo 1993	Izaña	TOMS – Nimbus 7
Ago 1991-Dic 1994	Madrid	TOMS – Meteor 3
Jul 1996 – Dic 2001	Madrid	TOMS – Earth Probe
Jul 1996 – Dic 2001	Murcia	TOMS – Earth Probe
Jul 1996 – Dic 2001	Lisboa	TOMS – Earth Probe
Jul 1996 – Dic 2001	Mont-Louis	TOMS – Earth Probe
Jul 1996 – Dic 2001	Arenosillo	TOMS – Earth Probe
Enero 2005 – Ago 2008	Madrid	OMI - AURA
Enero 2005-Ago 2008	Murcia	OMI - AURA
Enero 1993-Dic 2002	Madrid	Brewer MKIV
Enero 2005-Junio 2008	Madrid	Brewer MKIV

Enero 1996-Ago 2008	Murcia	Brewer MKIV
Enero a Diciembre 2002	Coruña	Brewer MKIV
Enero a Diciembre 2002	Zaragoza	Brewer MKIV
Ene 1996 a Dic 2008	Madrid	GOME – ERS-2

Tabla 2.3. Lista resumen de los conjuntos de datos de total de ozono en columna utilizados en este trabajo: periodo de datos, observatorio, tipo de instrumento.

SECCION EXPERIMENTAL

En los siguientes capítulos se van a exponer los diferentes instrumentos de observación del TOC, la calidad de las observaciones aportando elementos nuevos que permiten mejorarla y un análisis de los resultados de dichas observaciones para mejorar el conocimiento del comportamiento de la variable sobre la Península Ibérica.

En los dos primeros capítulos se van a describir con cierto detalle las técnicas de medida, los instrumentos y sus plataformas, abordando seguidamente el tema del control de calidad y la utilización de diferentes técnicas para poder comparar datos procedentes de diferentes instrumentos y aportar nuevos conocimientos sobre el comportamiento de series procedentes de instrumentos distintos

Después abordaremos el comportamiento de las series mediante el uso de una amplia panoplia de recursos estadísticos, intentando avanzar en el comportamiento de las variables, en el establecimiento de relaciones con factores ligados al clima y tratando de mostrar los factores que influyen en la variabilidad del TOC y cuantificar su influencia.

3 INSTRUMENTACION

Este capítulo presenta los diversos tipos de instrumentos de medida del total de ozono en columna en la atmósfera.

3.1 TECNICAS DE MEDIDA E INSTRUMENTOS

El contenido de ozono o su perfil vertical en la atmósfera se mide mediante una amplia variedad de instrumentos y técnicas. Los instrumentos pueden estar basados en muchos tipos de plataformas: globos sondas, aviones, satélites o instalaciones terrestres. Se pueden clasificar las técnicas de medida en dos grandes categorías: *"in situ"* y *"remotas"*.

Las medidas consideradas como *"in situ"* requieren que el flujo de aire en el que se encuentra el ozono pase directamente a través del instrumento. Una vez dentro, la medición se puede realizar por absorción de luz emitida por una fuente ultravioleta estándar como la emitida por una lámpara estándar de mercurio a 254 nm, técnica conocida como fotometría ultravioleta, o bien mediante la medición de la corriente producida por una reacción química en que esté modulada por el contenido de ozono. La primera técnica se suele emplear en medidas de instrumentos basados en tierra y la segunda es la técnica estándar que se utiliza en los ozonosondeos.

Estos se suelen realizar de manera operacional en los Servicios Meteorológicos. El radiosonda se compone de dos paquetes de instrumentos: el primero es un radiosondeo normal que proporciona los datos de temperatura, presión, humedad, altitud y viento, y el segundo contiene el sensor de ozono y es sensiblemente más voluminoso que el primero. Los ozonosondeos, lanzados de manera regular los miércoles en todo el mundo, proveen de información sobre el perfil vertical de ozono y sobre el contenido total al alcanzar alturas superiores a los 30 km, ya

por encima de la capa principal de ozono. Las medidas son representación casi instantánea de las condiciones de ozono sobre un punto en un momento determinado.

Por otro lado, las medidas “remotas” se obtienen con el instrumento de medición a grandes distancias de la zona observada. En este caso los datos son representativos de volúmenes amplios, de promedios temporales o de ambas cosas a la vez. Las técnicas utilizadas se basan en las características de absorción de la luz ultravioleta por la molécula de ozono. La iluminación del volumen de aire a explorar se puede realizar de manera activa, mediante la emisión de un láser de luz UV, o mediante la medición de la luz del sol en el espectro UV que llega directamente al instrumento o que es reflejada por alguna superficie. Estas técnicas permiten monitorizar el contenido total de ozono sobre casi toda la superficie de la tierra cada 24 horas mediante una red de instrumentos basados en tierra y mediante instrumentos basados en satélites de órbita polar que permiten una cobertura global. Las medidas de ozono a sol directo se realizan fundamentalmente desde instrumentos basados en tierra, y los satélites miden fundamentalmente la radiación solar reflejada por la superficie terrestre y reemitida hacia el espacio.

Como se puede ver en la Figura 3.1, también se utilizan instrumentos de microondas o rayos infrarrojos o se utilizan técnicas conocidas como de medidas de “limbo” midiendo la absorción sobre el rayo solar incidente rasante a la superficie terrestre. Esta técnica permite perfiles verticales muy buenos en las capas de la estratosfera. Otro tipo de instrumentos muy utilizado es el LIDAR que, mediante el análisis de la radiación en el espectro visible emitida desde tierra y reflejada por las diferentes capas que atraviesa en sentido vertical o en haces ligeramente divergentes, permite obtener información sobre estructura vertical de temperatura, humedad,

turbulencia, y componentes atmosféricos. El fenómeno físico fundamental en que se basan los instrumentos es la diferente absorción de la luz ultravioleta por el ozono en diferentes longitudes de onda. Midiendo y comparando es posible deducir con fiabilidad el contenido de ozono a lo largo de la trayectoria óptica del rayo directo o reflejado.

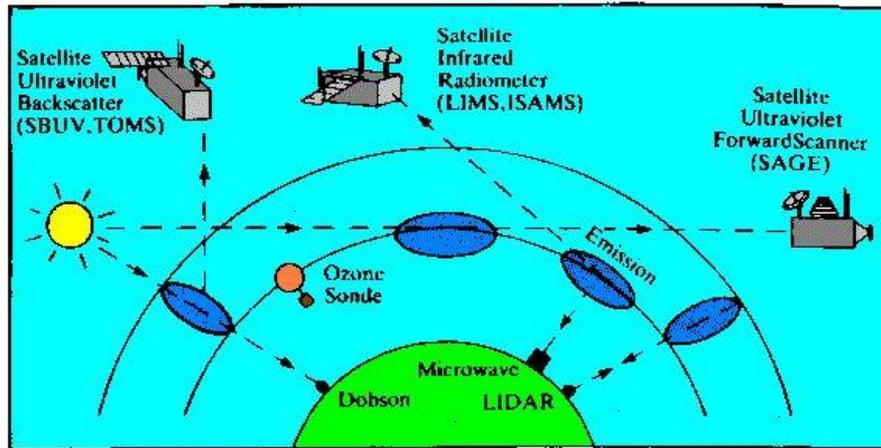


Fig 3.1. Tipos de instrumentos utilizados en la medida de ozono.
Fuente: <http://www.albany.edu/faculty/rgk/atm101/ozmeas.htm>

3.2 TOMS. INSTRUMENTO. HISTORIAL DE VUELOS

El TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) es el instrumento que ha llevado el peso de la observación global del ozono entre 1978 y comienzos de la década de los 2000. El primer TOMS voló en el satélite Nimbus-7 lanzado desde la Base de la Fuerza Aérea en Vandenberg (California). Este satélite fue históricamente el último de la serie de satélites meteorológicos operados conjuntamente por la US National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y la US National Aeronautics and Space Administration (NASA). El satélite se situó en una órbita polar heliosíncrona a una altitud de 955 km. Los cruces del ecuador se producían a mediodía en

el tiempo local en el nodo ascendente y a medianoche en el nodo descendente. La inclinación de la órbita era de 99,1 grados con una latitud a sotavento de 80,77 grados. El periodo orbital era de 104,15 minutos, y los cruces ecuatoriales consecutivos estaban separados por 26,1 grados de longitud.

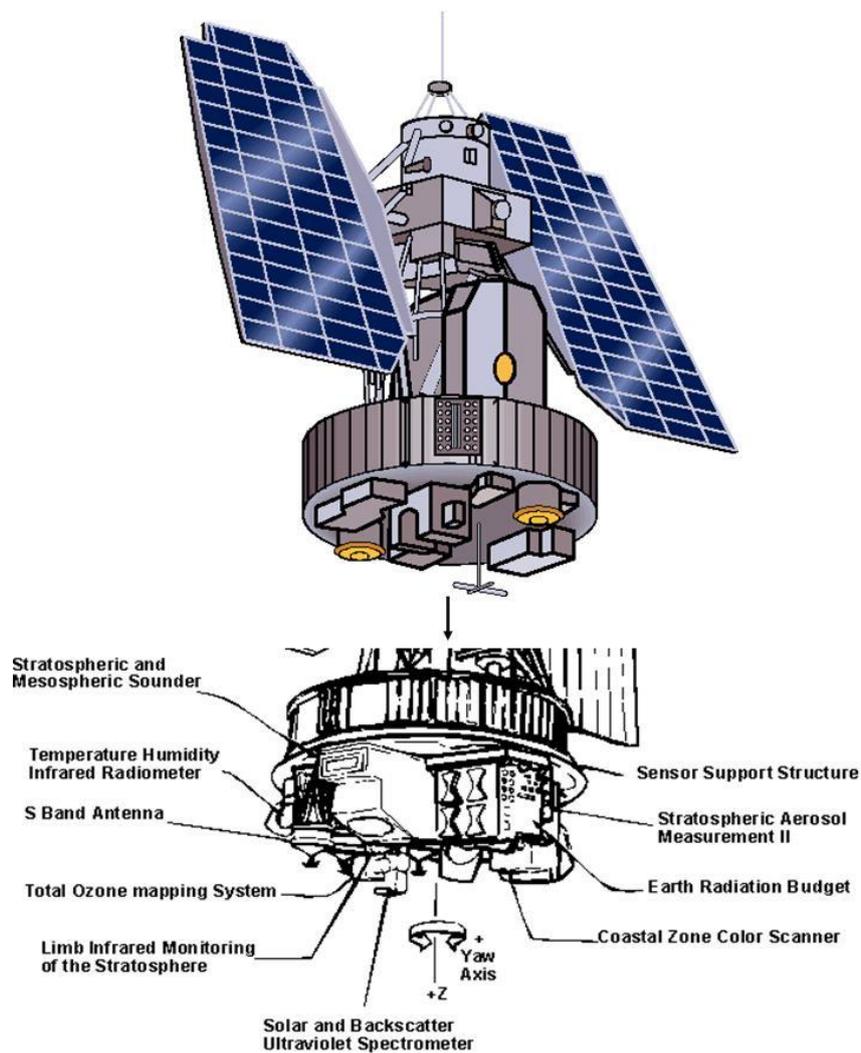


Fig 3.2. Vista del satélite Nimbus-7 y ampliación de la base en donde estaban situados los instrumentos principales. Fuentes: NASA y autor.

Nimbus 7 pesaba 965 kilos, tenía unas dimensiones de 3 metros de largo por 1,5 de diámetro en su base, y una anchura de 4 metros con los paneles solares extendidos. Además del TOMS, llevaba a bordo otros seis experimentos entre los que destaca el Earth Radiation Budget (ERB). Asociado al TOMS estaba el instrumento Solar Backscatter Ultraviolet (SBUV). En la Figura 3.2 se incluye una representación del satélite mostrando la posición de los instrumentos.

Decíamos anteriormente que el TOMS era el instrumento principal de medida de ozono, sin embargo merece la pena dedicar unas líneas al Radiómetro de radiación Solar Ultravioleta Reflejada o Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer (SBUV). A bordo del Nimbus-7 coexistieron ambos siendo operado el TOMS por la NASA y el SBUV por la NOAA. Las siguientes versiones de ese instrumento han volado en los satélites de órbita polar de la tarde operados por la NOAA.

SBUV utiliza 12 canales para medir el total de radiación UV que llega directamente desde el sol (a través de un difusor) y la radiación es retrodispersada hacia el satélite desde la tierra. Aparte del Nimbus-7, los satélites NOAA-9, NOAA-11, NOAA-14, y NOAA-16 llevan este instrumento a bordo. El objetivo del SBUV es analizar la cobertura global de ozono pero también su distribución vertical así como los cambios a largo plazo. El instrumento consiste en un radiómetro orientado hacia el nadir y que consta de un módulo electrónico y un módulo óptico. Su resolución radiométrica es de 1 nanómetro. El módulo óptico consta de dos elementos: el Radiómetro de Cobertura Nubosa que explora en la banda de 379 nanómetros para estimar la cobertura nubosa y aplicar las correcciones pertinentes, y el Monocromador que mide la radiación solar reflejada y la directa proveniente del sol cuando se ajusta un difusor. El uso primario de este instrumento era determinar el perfil vertical de ozono sobre la superficie del globo desde la superficie hasta aproximadamente 80 km de altura (nivel de 0,01 milibares). Las longitudes de onda de los

canales del instrumento están pensadas para caracterizar la absorción del ozono presente en una capa atmosférica concreta. La técnica se basa en el hecho de que cada longitud de onda en el ultravioleta va a provenir de una altitud determinada o por encima de ella, pero nunca por debajo ya que la mayor parte de ella habrá sido absorbida a un nivel determinado. Conociendo las cantidades de radiación reflejada en cada longitud de onda y aplicando técnicas de reconstrucción de perfil vertical mediante modelos de transferencia radiativa es posible obtener perfiles verticales de ozono estratosférico. La limitación de esta técnica es que no hay información fiable en la troposfera ya que la mayor parte de la radiación o bien es absorbida en la estratosfera o bien llega a la superficie de la tierra en canales tipo "ventana atmosférica" sin sufrir absorción. Al apuntar siempre hacia el nadir no escanea la atmósfera como otros instrumentos.

El instrumento SBUV a bordo del satélite Nimbus-7 estuvo en operación entre noviembre de 1978 y julio de 1990. Los instrumentos SBUV a bordo del NOAA-11 y del NOAA-14 SBUV se conocen como SBUV/2, siendo similares al SBUV del Nimbus-7. El SBUV/2 del NOAA-11 proporcionó cobertura hemisférica total desde 1989 a 1994. El SBUV/2 del NOAA-14 continúa dichas medidas. Se tardan siete días en crear un mapa global solapando todas las pasadas debido a que el tamaño de la zona escaneada en el punto subsatélite es de solo 200 kilómetros cuadrados.

El otro instrumento a bordo del Nimbus-7 capaz de medir el total de ozono contenido en la columna de aire es el Total Ozone Mapping Spectrometer bien conocido por sus siglas: TOMS. En cuanto a técnicas de exploración, se diferencia del SBUV en que efectúa barridos laterales perpendiculares a la dirección de avance orbital a ambos lados del nadir. El esquema de

operación puede apreciarse en la Figura 3.3. Este esquema permite cubrir una faja de terreno más amplio en cada órbita.

El campo de visión del instrumento TOMS abarca $3^\circ \times 3^\circ$ de ángulo en el punto subsatélite perpendicular a la órbita (por comparación con el del SBUV que abarca $11,3^\circ \times 11,3^\circ$). Sin embargo, el instrumento logra una cobertura total algo superior a la de la Tierra entera cada día mediante un barrido lateral de aproximadamente 51 grados a la izquierda perpendicularmente al plano de la órbita y otros 51 grados a la derecha. El barrido consiste en 35 pasos secuenciales de 3° cada uno en eje perpendicular a la órbita. Cada 8 segundos se inicia un nuevo barrido. El campo instantáneo de visión o "Instantaneous Field-of-View" (IFOV) representa desde un cuadrado de 50 km x 50 km en el nadir hasta un diamante de 130 km x 300 km en los extremos laterales del barrido. El barrido total es de 3000 km, por lo que orbitas consecutivas producen una superposición que permite crear un mapa continuo de total de ozono sobre el globo. Se toman aproximadamente 200.000 medidas cada día en el trayecto soleado de cada órbita. De esta manera se consigue una cobertura casi total de la tierra cada 24 horas, generándose un mapa de TOC global cada día. Las mediciones de irradiancia solar directa se realizan una vez por semana utilizando el mismo difusor que el SBUV (solo su parte central en el caso del TOMS).

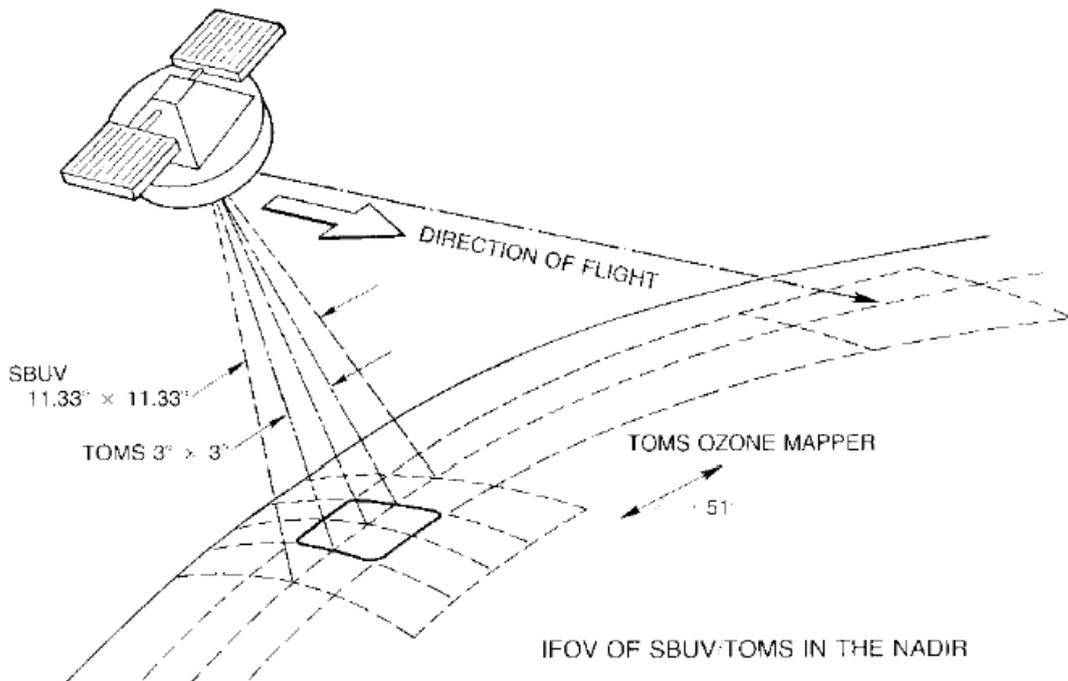


Figura 3.3. Esquema de barrido según sobrevuelo directo del SBUV y mediante barridos laterales a ambos lados del nadir por parte del TOMS. Fuente: Report of the International Ozone Trends Panel-1998. UNEP/OMM).

El TOMS es un instrumento medidor de ozono óptico-mecánico que comparte con el SBUV el difusor para medidas de radiación solar directa. La medición del ozono total se basa en la dependencia de la radiación solar ultravioleta reflejada respecto a la longitud de onda entre 312,5 y 380 nm y en la medida de la radiación solar directa en dichas longitudes. Se utilizan cuatro canales de anchura 1 nm centrados en 312.5, 317.5, 331.3 y 339.9 nm en pares para obtener las relaciones de entre las absorciones debidas al ozono en cada banda y otras dos, 360.0 y 380.0 nm, para obtener el albedo de fondo efectivo ya que esas longitudes no se ven afectadas por el ozono. El ancho de banda sobre el que se efectúa cada medida es de 1 nm. También se tiene en cuenta y se elimina el efecto de la cobertura nubosa. Algunas de estas longitudes coinciden con las utilizadas en el espectrofotómetro Dobson del que hablaremos brevemente,

pero no coinciden plenamente con las utilizadas en el Brewer. La razón probable de este hecho es que cuando se diseñó el TOMS, en la década de los 70, las redes de observación del Total de Ozono en tierra estaban basadas en aparatos Dobson y no fue hasta los años 80 cuando comenzó a emplearse el espectrofotómetro Brewer que en la actualidad ha desplazado en la mayor parte de los observatorios al anterior.

Los principales componentes ópticos son un despolarizador, un sistema de espejos para barrer la "escena" sobre la Tierra, un monocromador y un fotomultiplicador. La radiación procedente de un punto de la tierra seleccionado mediante el barrido del espejo es despolarizada y transferida mediante un espejo a la apertura de entrada de un monocromador único Ebert-Fastie y dispersado mediante una rejilla de difracción en un dispositivo de rejillas. Un selector de longitudes de onda rotativo se utiliza para dirigir la luz dispersada desde la ranura seleccionada al detector. Un esquema comentado del instrumento se encuentra en la Figura 3.4.

El TOMS del Nimbus 7 comenzó a operar en noviembre de 1978 y falló de forma definitiva en mayo de 1993. El conjunto de datos proporcionado por este instrumento ha proporcionado valiosísima información sobre la evolución del ozono estratosférico durante esos años en los que ha declinado de forma sostenida. Los algoritmos de cálculo que permiten transformar las radiancias medidas por el satélite en total de ozono en columna han evolucionado a lo largo de los años. Actualmente está en servicio la versión 8. Información sobre las mejoras aportadas sobre las versiones anteriores se encuentra en (Wellemeier et al., 2004). La guía de uso de los productos está publicada por la NASA: (McPeters et al., 1996). En el presente trabajo se utilizarán todo el periodo de datos disponible.

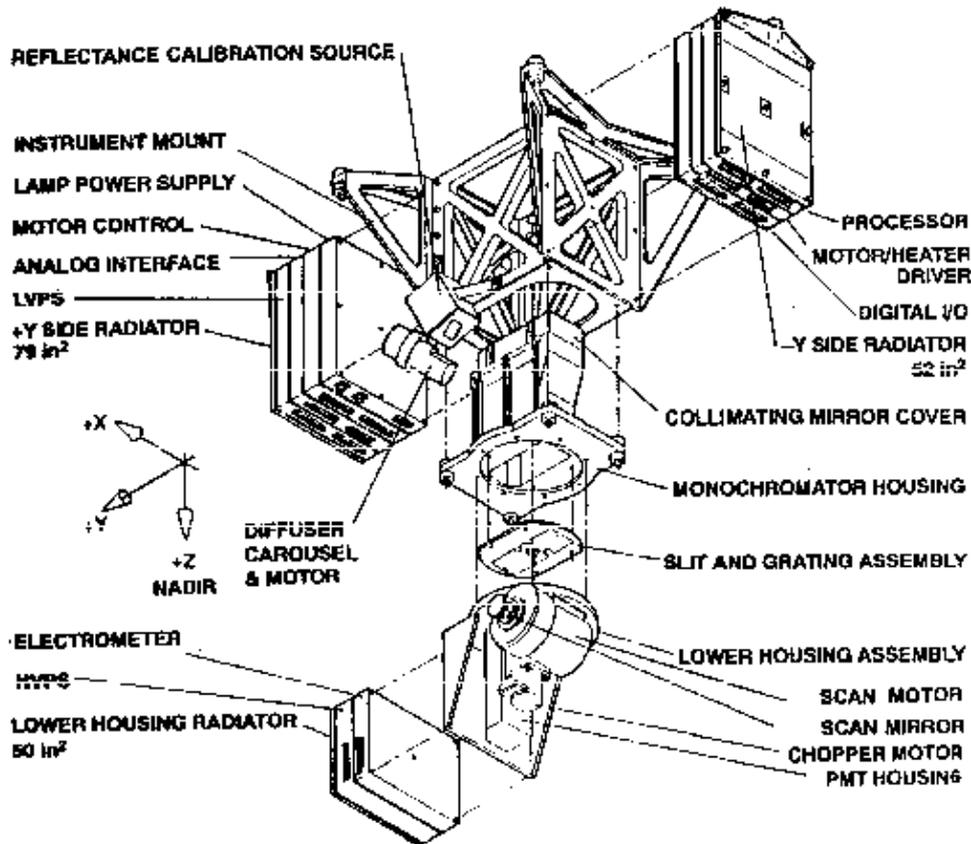


Figura 3.4. Esquema del instrumento TOMS a bordo del satélite Earth Probe. Fuente: Página web <http://toms.gsfc.nasa.gov/eptoms/eptech1.html> NASA.

Entre los meses de agosto de 1991 y diciembre de 1994, otro TOMS operó a bordo del satélite inicialmente soviético y luego ruso: Meteor-3. Como el lanzamiento se realizó desde las cercanías del Mar Blanco a latitud muy elevada, la órbita resultante presentaba problemas especiales para su proceso. En este trabajo analizaremos brevemente ese conjunto de datos.

Otro TOMS voló a bordo del satélite japonés ADEOS, Advanced Earth Observing Satellite, que fue la primera plataforma internacional dedicada a la investigación medioambiental de la Tierra desarrollada por la National Space Development Agency of Japan (NASDA). El satélite fue

lanzado el 17 de agosto de 1996 pero falló en junio de 1997 por lo que no consideraremos datos de este instrumento.

El considerado como tercer TOMS operacional fue lanzado el 2 de julio de 1996 a bordo del satélite Earth-Probe que estaba programado para volar a 950 km de altitud. Sin embargo el satélite se quedó a 500 km sobre la superficie de la Tierra. Ello impidió una cobertura global completa del globo y de hecho las imágenes de ozono proporcionadas por este instrumento muestran costuras sin solapar en las zonas tropicales. La cobertura sobre las latitudes medias y polares es correcta. La ventaja de este hecho es que la resolución es mayor por lo que se aumenta la probabilidad de realizar medidas sobre zonas sin nubosidad. También mejora la capacidad de medir características físicas de los aerosoles troposféricos tales como el espesor óptico. Posteriormente el satélite fue propulsado hasta los 740 km de altura para mejorar algo la cobertura. Las longitudes de onda utilizadas por este TOMS son en 308.6, 312.5, 317.5, 322.3, 331.3 y 360 nm. Este satélite ha continuado enviando datos hasta fechas recientes desde el 25 de julio de 1996 pero a partir de 2002 han sufrido una degradación importante, recomendándose incluso no utilizar para estudios estadísticos con posterioridad a 2001. La recomendación sobre la no utilización de estos datos se encuentra en la página web del TOMS en el sitio web de la NASA (NASA TOMS web page, 2007). Por ello, en este estudio solo se considerará el periodo comprendido entre julio de 1996 y diciembre de 2001, tal y como se recomienda también en otros estudios que utilizan esta fuente de datos (Vanicek, 2005).

3.3 ESPECTROFOTÓMETRO BREWER

El primer instrumento de medida para monitorizar de manera rutinaria el ozono fue desarrollado por Gordon. M. B. Dobson en los años 1920. Este instrumento llamado espectrofotómetro Dobson en su honor, aún en uso en algunos observatorios, mide la intensidad de la radiación solar en dos longitudes de onda ultravioleta. En una la radiación es fuertemente absorbida y en la otra lo es débilmente. La diferencia relativa entre ambas permite conocer el contenido total de ozono a lo largo del camino óptico del rayo. En el año 1957, con motivo del Año Geofísico Internacional, se desarrolló una red global de medidas de ozono basadas en tierra. En la actualidad, existen unas 100 estaciones distribuidas a lo ancho del planeta desde el Polo Sur 90°S hasta la Isla Ellesmere en Canadá (83°N). En algunas de ellas todavía se mide el ozono con los instrumentos Dobson. La precisión de estas medidas se mantiene regularmente mediante calibraciones específicas e intercomparaciones. El instrumento de referencia es el Dobson 83 mantenido por el Earth System Research Laboratory de la NOAA por encargo de la Organización Meteorológica Mundial. La serie de datos más larga del mundo data de 1925 y corresponde al observatorio de Arosa, Suiza.

Este instrumento se opera de forma manual y no admite su automatización de manera fácil por lo que el año 1978 el Atmospheric Environment Service de Canadá diseñó un espectrofotómetro (llamado Brewer) que permitía operar de manera automática (Kerr et al., 1980), (Kerr et al. 1984), como sustituto del Dobson. Respecto a éste, el Brewer mejora algunos inconvenientes de operación y de medición como son la fuerte dependencia de la calidad de las medidas respecto a la habilidad del observador, gran cantidad de tiempo empleado en el mantenimiento y la interferencia del SO₂ en algunas longitudes de onda por lo que este es contabilizado como

ozono. Se han realizado numerosas intercomparaciones entre equipos Dobson y Brewer, que muestran que los valores que registra un Brewer son entre un 2-3% superiores a los registrados mediante un Dobson. Si tenemos en cuenta que ambos equipos utilizan unos coeficientes de absorción para el ozono diferentes y la interferencia del SO₂, que afecta a los Dobson, la diferencia entre ambos equipos se reduce al $\pm 0.5\%$; por lo que es factible realizar la sustitución de un Dobson por un Brewer sin riesgo de romper la serie de medidas (*Brewer, 1973*), (*De Backer & De Muer, 1984*)

El Brewer es un espectrofotómetro especializado en la obtención de la medida de ozono que también puede medir radiación ultravioleta espectral además de otras magnitudes tales como el espesor óptico de aerosoles. Puede también realizar perfiles verticales de ozono. Por ser un equipo automático preparado para su uso en la intemperie, de solidez demostrada y relativamente escaso mantenimiento, ha desplazado al Dobson en muchos observatorios y es el equipamiento preferido en los nuevos lugares en los que se sigue la evolución de la capa de ozono. Sin embargo, en muchos observatorios se conservan en funcionamiento los antiguos Dobson y se mantienen los protocolos de mantenimiento y calibración como una red aparte por lo que, en la actualidad, coexisten en el mundo dos importantes subredes que utilizan cada uno un instrumento diferente para medir el ozono, siendo ambas mantenidas en funcionamiento de acuerdo a patrones de control de calidad internacionalmente reconocidos.

El equipo Brewer consta de dos partes básicas instaladas una sobre otra. En la base, un sistema de seguimiento azimutal que rota montado sobre un trípode y sobre él, el espectroradiómetro propiamente dicho, tal y como se puede ver en la foto de la Figura 3.5 en la que se muestran los tres equipos en proceso de calibración en el observatorio de Izaña (Tenerife).

Podemos estructurar el instrumento en tres niveles: el sistema óptico de entrada, el propio espectrofotómetro, y el fotomultiplicador. El sistema óptico de entrada se encarga de seleccionar la fuente de luz directa al sol, luz zenital, global ultravioleta, o procedente de las lámparas de calibración, así como de ajustar el ángulo de visión, la atenuación y de seleccionar un plano de polarización de la luz perpendicular a las rendijas de entrada del espectrofotómetro.



Fig.3.5 Imagen de tres espectrofotómetros Brewer en Izaña (Tenerife). Foto A. Redondas

El espectralradiómetro (ver detalles en Figura 3.6) es un Ebert modificado que opera con una red holográfica de difracción trabajando al segundo orden. Dispersa la luz en el plano focal donde están posicionadas seis rendijas de salida para las correspondientes longitudes de onda ($\lambda_{zr} = 302.2 \text{ nm}$ para calibración mediante lámpara de mercurio (Hg), $\lambda_1 = 306.6 \text{ nm}$, $\lambda_2 = 310.1 \text{ nm}$, $\lambda_3 = 313.5 \text{ nm}$, $\lambda_4 = 316.8 \text{ nm}$ y $\lambda_5 = 320.1 \text{ nm}$) que permiten una resolución de 0.6 nm .

El sistema de alimentación y control consta de dos fuentes de alimentación, una de alta tensión para la alimentación del fotomultiplicador, y otra conmutada que alimenta al resto del sistema. El sistema de comunicaciones y control se alojan en un compartimento donde se sitúan las tarjetas de control y de comunicaciones.

El instrumento tiene dos modos de funcionamiento, uno rápido, empleado en la medida de ozono, que dura 1.6 segundos, midiendo de forma cíclica en las 5 longitudes de onda de las rendijas —la red de difracción permanece fija—; y otro lento, que tarda alrededor de 6 minutos, empleado en la medida de ultravioleta donde es la red de difracción la que se mueve realizando dos barridos —arriba y abajo— entre 290 y 325 nm. La luz que proviene de las rendijas de salida es focalizada, mediante una lente de Fabry, en el cátodo del fotomultiplicador EMI-9789QA; luego los pulsos de fotones se amplifican, se discriminan en amplitud, se dividen y son transmitidos al contador que los registra en un canal determinado por la rendija de salida para ser transmitido a la unidad de control mediante un enlace RS-232. La unidad de control se comunica con el instrumento mediante comandos ASCII. El software que acompaña al instrumento permite la operación automática basada en ángulos zenitales.

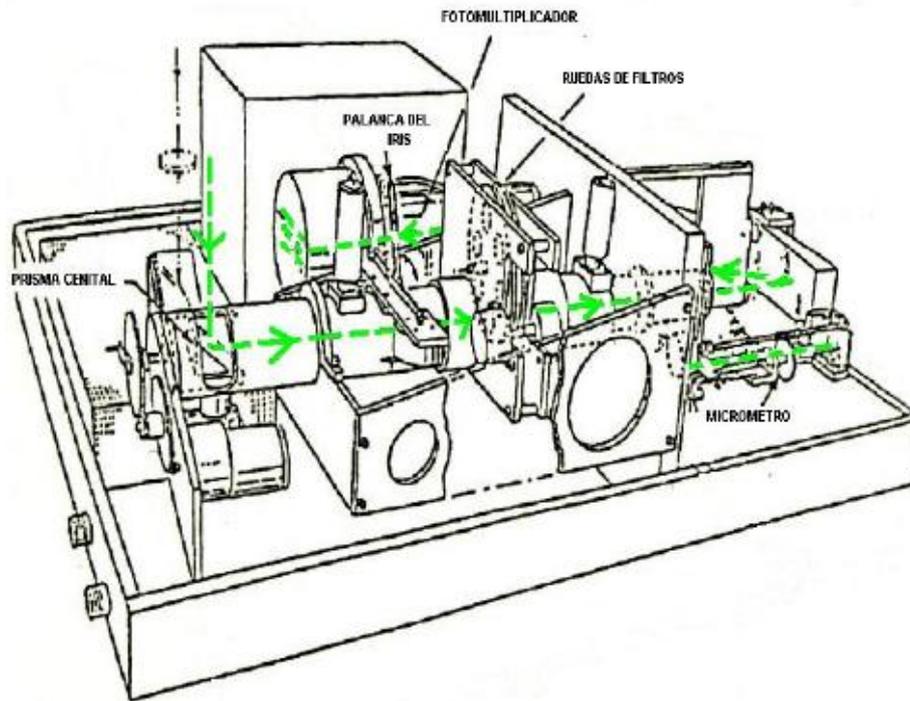


Fig 3.6. Detalle de elementos del radiómetro del espectrofotómetro Brewer MK IV. Fuente (SCI/TEC-AEMET)

La medida de ozono se basa principalmente en la observación directa del sol, midiendo la intensidad relativa en pares de longitudes de onda diferentes en la banda del ultravioleta B en la que mayor cantidad de energía llega a la tierra (300-320 nm). En una el ozono absorbe fuertemente y en otra su efecto es mucho menor. De esta forma se evita trabajar con medidas de irradiancia absoluta en ultravioleta en las cuales la calibración es difícil. Para medir adecuadamente el efecto de la absorción debida al ozono hay que estimar y cancelar el efecto de los aerosoles y el de la radiación dispersada en todas direcciones en la atmósfera (dispersión de Rayleigh). Para ello, el Brewer mide en cinco longitudes de onda simultáneamente, lo que le permite eliminar la interferencia del SO_2 en algunas de ellas o estimar los valores de dicho gas como producto secundario. La primera de ellas $-\lambda_1=306.6 \text{ nm}-$ está cerca del máximo de

absorción de SO_2 , mientras que para $\lambda_4=316.8$ nm y $\lambda_5=320.1$ nm la absorción es mínima (en el rango de medida del instrumento).

Además de estas tres, hay otras dos longitudes operacionales: $\lambda_2=310.1$ nm, $\lambda_3= 313.5$ nm, y la de 302.5 nm para calibración de las medidas de ultravioleta. La mejor medida de ozono es la que se obtiene apuntando al sol. Para obtener datos consistentes, se realizan series de cinco medidas en cada longitud de onda en periodos de 30 segundos. Una vez obtenidas, las medidas son convertidas a cuentas/segundos. Es habitual realizar series de 5 medidas consecutivas y considerar la medida válida solo si la desviación estándar es inferior a 2.5 Unidades Dobson según especificaciones del fabricante. Con ello se evitan medidas realizadas en condiciones de nubosidad cambiante que pueden falsear el dato.

Si el cielo está muy nuboso o cubierto, la medida a sol directo no es posible y se emplea otro método llamado de radiación cenital en el cual se tiene en cuenta los valores procedentes del cenit y se ajustan a los valores de ozono que se tendrían si la radiación viniera de un determinado ángulo cenital. Para ello se emplea un ajuste entre las medidas apuntando al sol (llamadas de ahora en adelante “a sol directo” o “ds” y “cenitales” o “zs” obtenido en condiciones de cielo despejado. Obviamente, las medidas en estas condiciones son de menor calidad que las obtenidas a sol directo.

Los datos de total de ozono en columna se obtienen varias veces al día y de acuerdo a ambos procedimientos. Al final del día, se depuran los datos y se da un único valor representativo para todo el día.

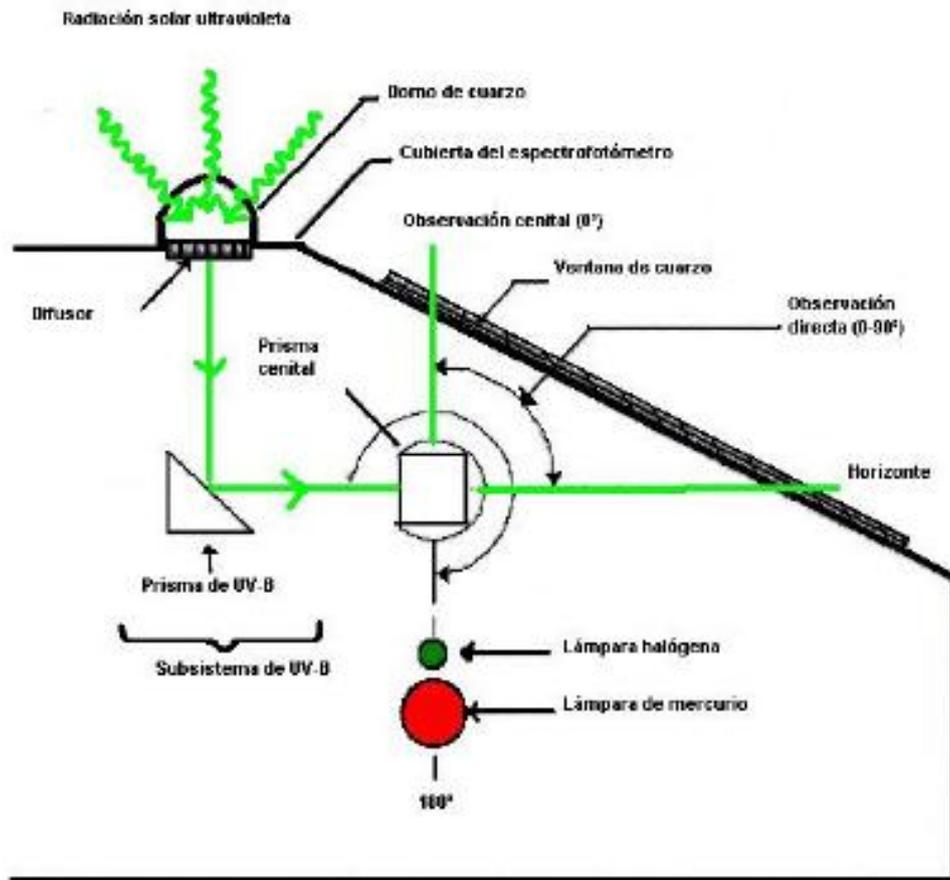


Fig 3.7. Esquema de los dispositivos de captación de la radiación ultravioleta en el Brewer. Fuente SCI-TEC-AEMET

Las medidas de radiación no se realizan de manera continua. La medida espectral se realiza durante un periodo de tiempo en el cual se miden una a una la radiación procedente de cada longitud de onda obtenida mediante una rejilla de difracción en saltos de medio nanometro a lo largo de todas las longitudes de onda del Ultravioleta B. Después de realizado el barrido espectral el instrumento procede a otras tareas tales como autocontroles internos o medidas de ozono en modo directo o cenital. Las medidas de ultravioleta se realizan a través de un domo semiesférico situado en la parte superior del instrumento. En cambio, la radiación captada para

las medidas de ozono pasa a través de una lente que se enfoca hacia el sol o hacia el cénit dependiendo del tipo de medida. Este esquema es visible en la Figura 3.7

Para realizar una medida continua de la radiación se utiliza otro tipo de instrumentos que si bien tiene menos precisión y no es capaz de resolver espectralmente la radiación solar en ultravioleta, sí permite este tipo de medida. Estos instrumentos son los piranómetros de banda ancha.

La calibración del instrumento se realiza mediante procedimientos estándar muy experimentados. Los Brewer son calibrados en fábrica lo que garantiza que todos los instrumentos que el error instrumental sea del orden del 1%. Para el mantenimiento de esta calibración se establece una triada de instrumentos patrón que residen en Toronto (estos equipos mantienen entre si una diferencias menores que 1%), frente al los cuales se calibran los equipos antes de su envío. Además se recomienda que se realice una intercomparación anual frente al estándar viajero del AES (*Kerr et al., 1984;1988*). El instrumento permite automatizar los test de control, en su interior alberga dos lámparas, una de descarga de Hg y otra halógena. La primera de ellas nos permite mantener la calibración en longitud de onda del equipo mientras que la segunda nos informa del estado general de la óptica y el fotomultiplicador. Los diferentes test se realizan rutinariamente intercalados entre las medidas, y los que requieren un mayor tiempo se realizan durante la noche tal y como está reflejado en el Manual de Operación del instrumento (SCI-TEC 1999).

El estándar viajero mundial es el Brewer #017, sin embargo para transferir la calibración a los Brewer de la Región VI de la OMM (Europa) y también a algunos de la región I (África), existe una tríada de instrumentos de referencia: Brewer #157 o Brewer Primario de Referencia Regional, Brewer #185 o Brewer Secundario de Referencia Regional, y Brewer #183 o Brewer de

Referencia Viajero, operados en el Observatorio Atmosférico de Izaña en un enclave geográfico ideal por estar situado a 2300 metros sobre el nivel del mar y en una atmósfera frecuentemente clara. Las calibraciones de los Brewer españoles se realizan llevando allí los instrumentos o bien mediante el traslado a la península del estándar viajero de Izaña, usualmente al Centro del INTA en El Arenosillo.

Además de los equipos del Observatorio Atmosférico de Izaña, la Agencia Estatal de Meteorología opera otros cinco espectrofotómetros Brewer: dos en Madrid (Brewer:#070 y #168), uno en La Coruña (Brewer #151), otro en Murcia (Brewer #117), y uno en Zaragoza (Brewer #166). El Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) opera el Brewer #150 en El Arenosillo (Huelva). Aparte de las medidas de total de ozono y perfiles verticales, el instrumento permite medir espesor óptico de aerosoles, irradiancia ultravioleta espectral y contenido total de SO₂. El mapa con la disposición de la red de instrumentos se tiene en la Figura 3.8



Fig. 3.8. Red e espectrofotómetros Brewer de AEMET e instituciones colaboradoras. Fuente (AEMET).

El Brewer #070 entra en funcionamiento en Madrid en 1991. A lo largo del periodo de estudio referenciado desde 1993 hasta 2002, el Brewer #070 de Madrid fue sometido a distintas calibraciones que tuvieron lugar en diversos escenarios. El espectrofotómetro se trasladó a Izaña (1993 y 1995) en dos ocasiones para tomar parte en intercomparaciones internacionales de instrumentos UV, y a Murcia (1995) para ser sometido a una exhaustiva calibración de ozono por parte de Ken Lamb (IOS). Además, durante el citado periodo, el equipo participó en las intercomparaciones nacionales Brewer, celebradas en la estación de Sondeos Atmosféricos del INTA en El Arenosillo (Huelva) en 1999 y 2001, durante el transcurso de las cuales se realizaron intensas mediciones de ozono y UV para la determinación de nuevas Constantes Extraterrestres (ETC's), estabilidad en las medidas del instrumento, cálculo de nuevos coeficientes cenitales, así como la obtención de nuevas respuestas espectrales en el UV. En Madrid, el Brewer fue

calibrado por los técnicos de la empresa contratada para el mantenimiento de los equipos, realizándose una calibración en ultravioleta en 2001 en el interior de la estación, para evitar que las condiciones meteorológicas, sobre todo el viento, pudieran influir sobre los resultados de la calibración. Las calibraciones de UV se han verificado a lo largo del tiempo a través de los test de lámparas de 50 W estándar, realizados periódicamente cada 15 días, para comprobar la evolución de las ratios entre una calibración y la siguiente. Sin embargo, como ya mencionamos en el apartado 2.7 acerca de los datos utilizados, este instrumento sufrió degradación en los filtros en 2003 y los procedimientos de control y ajuste no eran suficientes para garantizar la estabilidad de la calibración del instrumento. Por ello, hasta que a finales de 2004 no se superó este problema, no se han tenido en cuenta los datos de este instrumento.

En lo que respecta al Brewer #117 ubicado en Murcia y desde su entrada en funcionamiento en 1995, se realizó una calibración de ozono y UV en Madrid en octubre de 1998, una calibración por intercomparación nacional de Brewer en El Arenosillo en septiembre de 1999, siguiendo otras en periodos de dos años en el mismo mes y el mismo emplazamiento.

En todas las estaciones principales se realizan medidas continuas del espesor de la capa de ozono y se mide la radiación ultravioleta espectral cada media hora. En las estaciones de Madrid y Santa Cruz de Tenerife, además, se realizan sondeos semanales de distribución vertical de ozono con globos sonda.

Los datos obtenidos son ampliamente difundidos, enviándose regularmente al Centro Mundial de Datos de Ozono (Canadá) y contribuyendo a la confección de los mapas de espesor total de ozono en el hemisferio norte que, por encargo de la Organización Meteorológica Mundial, realiza diariamente la Universidad de Tesalónica durante todo el año. La red de observatorios cuyos

datos están disponibles en el WOUDC puede verse en la Figura 3.9. En el caso de Madrid, existen datos desde enero de 1992. Murcia comenzó en 1997 a enviar datos.

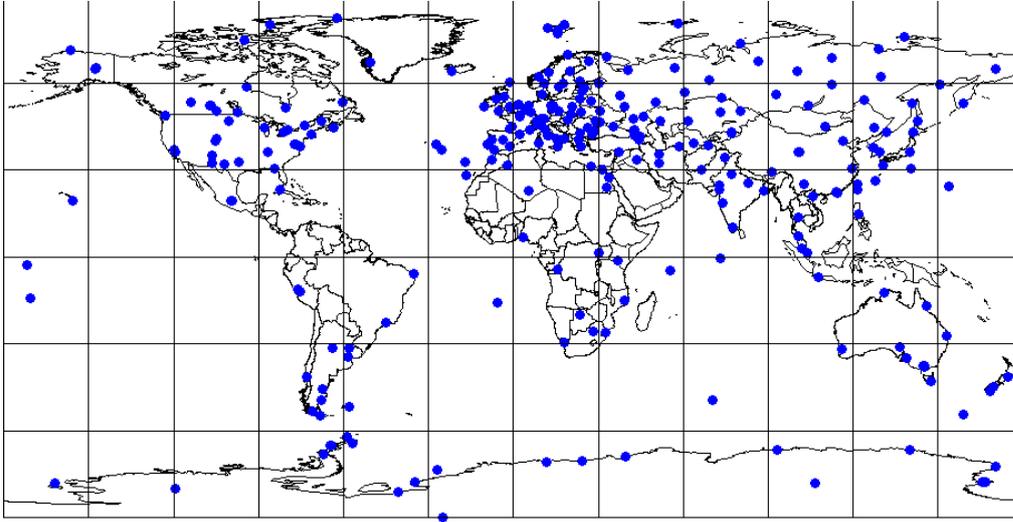


Fig 3.9. Distribución de los observatorios que envían datos al Centro Mundial de Ozono y Radiación Ultravioleta (Fuente: WOUDC).

Los datos necesarios para la realización de este trabajo fueron cedidos por AEMET o fueron complementados con los depositados en el Centro Mundial de Ozono y Radiación Ultravioleta.

3.4 NUEVOS INSTRUMENTOS A BORDO DE SATÉLITES: GOME Y OMI

GOME es el acrónimo de Global Ozone Monitoring Experiment (Experimento de Monitorización Global de Ozono). Este instrumento vuela a bordo del satélite de la Agencia Espacial Europea ERS-2 (European Remote Sensing) lanzado el 21 de abril de 1995. GOME es un espectrómetro que mide la radiación solar retrodispersada desde la atmósfera y la superficie de la Tierra. El instrumento también mide la radiación solar de manera directa. Las medidas se realizan en un rango espectral desde el ultravioleta (UV; 240 nm), pasando por el visible hasta el infrarrojo

próximo (790 nm) en alta resolución (0.2-0.4 nm). Tiene 3584 canales espectrales. Una descripción detallada del instrumento se puede encontrar en el Manual de Usuario del GOME (ESA, 1995). Los datos que se van a utilizar en este trabajo están derivados de la aplicación del Procesador de Datos del GOME (GOME Data Processor o GDP) versión 4.4 (Loyola et al., 2010). La técnica del método de recuperación está basada en la estándar de Espectroscopia de Absorción Óptica Diferencial (DOAS).

El satélite ERS-2 vuela en una órbita heliosíncrona polar con una inclinación de 98° a una altitud de 780 km. Con ello se obtiene un periodo orbital de alrededor de 100 minutos y una velocidad en el punto subsatélite de 7 km/s, realizándose 14 órbitas cada día. El satélite cruza el ecuador a las 10:30 horas en tiempo local en el lado diurno de la Tierra volando desde el norte hacia el sur. La anchura normal de barrido del GOME es de 960 km que son divididos en tres píxeles (centro o nadir, este y oeste en relación con la vista hacia el nadir). El barrido cubre 40 km en dirección del vuelo. Con ello se obtiene una cobertura global cada 3 días.

El Experimento 2 de Monitorización de Ozono Global (GOME-2) es un instrumento a bordo del satélite meteorológico MetOP-A de EUMETSAT lanzado en octubre de 2006. Es la continuación de los esfuerzos europeos en la monitorización del ozono realizados mediante el GOME que vuela a bordo de ERS-2 y del SCIAMACHY a bordo del Envisat. GOME-2 proporciona mapas de concentraciones de ozono atmosférico, dióxido de nitrógeno, dióxido de azufre y otros gases traza. Con este instrumento a bordo de la serie de satélites operacionales de órbita polar MetOp de EUMETSAT, se asegura la monitorización de estos gases durante los próximos 15 años. El instrumento está montado en la dirección de vuelo mirando hacia la superficie de la tierra en sentido transversal a la trayectoria del satélite. La luz entrante es reflejada en varios espejos

antes de ser dirigida hacia un prisma de cuarzo que la difracta en cuatro haces distintos. Cada uno de estos haces es a su vez difractado en intervalos de longitud de onda de 0.5 nanómetros mediante su respectiva rejilla holográfica. La distancia cubierta por el barrido lateral es de 1920 km y su frecuencia es de solo 6 segundos obteniendo con ello cobertura global diaria. Los píxeles más pequeños son de 80 km x 40 km.

A bordo del satélite AURA de la NASA, lanzado el 15 de julio de 2004 como misión de observación de la química de la atmósfera, el instrumento OMI (Instrumento de Monitorización del Ozono) puede distinguir entre diferentes tipos de aerosoles (humo, polvo, sulfatos), y puede medir presión y cobertura al nivel de la capa nubosa. Este instrumento, además de ser el continuador de las medidas del TOMS en ozono, radiación ultravioleta y otros parámetros atmosféricos, hereda la experiencia del instrumento GOME a bordo del satélite ERS-2 de la Agencia Espacial Europea. Sin embargo, puede medir bastantes más constituyentes de la atmósfera que TOMS y tiene mejor regulación espacial (13 x 25 km para OMI frente a los 40 x 320 km del GOME). Además GOME proveía cobertura global cada 3 días y OMI la proporciona diaria. El instrumento es una contribución de la Agencia Holandesa para los Programas Espaciales (NIVR) en colaboración con el Instituto Meteorológico de Finlandia (FMI) a la misión Aura.

OMI está diseñado como un espectrómetro de imágenes UV-VIS compacto, utilizando detectores CCD bidimensionales para registro espacial y espectral simultáneo. Mide dentro del rango espectral de 270-500 nm para determinar las cantidades de O₃, NO₂, BrO, OClO, HCHO, SO₂, aerosoles, cobertura nubosa y presión al nivel de la nube. Esto se logra mediante el empleo de *dos grupos de canales*: uno en UV con rendimiento optimizado entre 270-365 nm, y un canal

visible con rendimiento optimizado entre 365-500 nm. Los canales UV y visible se solapan entre 350 y 380 nm, en el cual el valor de 365 nm es el punto de sensibilidad al 50% de los dos canales.

Además los canales ultravioleta se agrupan en dos grupos: UV-1 y UV-2 para tener en cuenta que la intensidad de brillo de la energía retrodifundida en las longitudes de onda ultravioleta más grandes normalmente es superior tres órdenes de magnitud sobre las longitudes de onda ultravioleta más cortas. Partiendo la energía del UV en un canal UV-1 que cubre 270-310 nm y un canal UV-2 cubre 310-365 nm, se aumenta el rendimiento del instrumento específicamente en el rango de la longitud de onda corto porque el muestreo espectral y espacial del canal UV-1 está reducido por un factor de dos comparado al del canal UV-2.

Los modos de la observación principales para OMI son, primero, el modo de medida Global, segundo, el modo de zoom Espacial y tercero, el modo de zoom Espectral. El modo de medida Global es el modo predefinido y muestrea en un barrido de 2600 km² para el rango de la longitud de onda completo. Se utiliza para la observación global de todos los productos de OMI. En el nadir, el tamaño del píxel es 13 km x 24 km para el UV-2 y para el canal VIS, y de 13 km x 48 km para el canal UV-1.

En el modo zoom- Espacial en el nadir, el tamaño del píxel es 13 km x12 km para los canales UV-2 y VIS, y de 13 km x 24 km para el UV-1 , una reducción en la dirección transversal de un factor de dos respecto al modo Global. El rango de longitudes de onda completo está disponible, aunque en el UV-2 y VIS el barrido se reduce a 725 km². Sin embargo para el UV-1 el barrido completo transversal está disponible. El instrumento vuela a bordo del satélite AURA de la NASA, lanzado el 15 de Julio de 2004 desde la base de Vandenberg (California). Este satélite

dedicado a la observación de la composición de la atmósfera, es el tercero de una serie de satélites de la NASA destinados a la observación global, el primero fue el TERRA dedicado a la observación de las tierras, y el segundo fue el AQUA destinado a la observación de los océanos. En este trabajo se hace uso de las series de sobrevuelos sobre la Península Ibérica elaborados por el Goddard Space Flight Centre (GFSC de ahora en adelante) de la NASA, tal y como se utilizan también los de los TOMS.

3.5 CARACTERÍSTICAS DE LOS DATOS DE SATÉLITE SELECCIONADOS

Los datos de los instrumentos TOMS y OMI se han procesado con la Versión 8 del algoritmo desarrollado por el Equipo de Proceso de Ozono del GFSC de la NASA. El algoritmo básico utiliza solo 2 longitudes de onda: 317.5 y 331.2 nm en la mayor parte de los casos y 331.2 y 360 nm para valores altos de ozono y condiciones de ángulo solar cenital elevados, casos ambos que se dan en zonas de latitudes altas. La mayor de las longitudes de onda es utilizada para fijar el valor de la reflectividad de la superficie (o la fracción del escenario cubierto por las nubes). Una vez establecidos esos valores, la longitud de onda más corta que es la que sufre la absorción importante por parte del ozono, es utilizada para derivar el ozono total. El Índice de Aerosoles (AI) proporciona una primera aproximación de la absorción de la radiación ultravioleta por parte del humo y del polvo del desierto. Este algoritmo está descrito en el documento electrónico ubicado en la página de la NASA, 2008 "TOMS algorithm theoretical basis document" o ATBD.

La NASA, de acuerdo con la política de datos existente en Estados Unidos, provee de manera libre el acceso a las series de datos de ozono obtenidos por tres diferentes TOMS embarcados en los Nimbus-7 en el periodo 1 de noviembre de 1978 hasta 6 de mayo de 1993, Meteor-3

(satélite ruso) desde 22 de agosto de 1991 hasta 24 de noviembre de 1994, y Earth Probe desde 25 de julio de 1996 hasta 2005. Los datos se encuentran en la página web del Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA <http://toms.gsfc.nasa.gov/ozone/ozone.html> en la que están disponibles datos digitales y mapas. En dicha página es posible obtener ficheros ASCII de los pasos del satélite sobre un observatorio determinado. Cada día tenemos las medidas procedentes de dicho instrumento referidas a la posición más próxima desde el centro del campo de visión. La estructura de los ficheros, cabecera aparte, se detalla en el ejemplo siguiente:

```
MJD Year Day sec-UT SCN LAT LON DIS PT SZA OZONE REF AI SOI
43813.5 1978 305 42362 12 40.47 -3.38 27 91 54.90 280.6 7.3 0.00 4
43814.5 1978 306 43402 7 40.62 -3.75 25 90 55.38 271.2 8.5 0.10 2
```

Siendo MJD, el día Juliano Modificado, Year el año, Day el día entre 1 y 366, sec-UT el número de segundos desde la medianoche en Tiempo Universal, SCN la posición de escaneo del instrumento TOMS, LAT y LON la latitud y longitud del centro del campo visual respectivamente, DIS la distancia entre el lugar y el centro del campo visual, SZA el ángulo solar cenital en grados, OZONE el mejor valor del total de ozono en Unidades Dobson, AI el Índice de Aerosoles del TOMS y SOI el Índice de dióxido de azufre.

Información sobre el posteriores procesos y las características de este juego de datos con los cambios efectuados sobre versiones anteriores puede encontrarse en el enlace situado en la página del TOMS de la NASA antes mencionada: <http://toms.gsfc.nasa.gov/datainfo/n7usrguide.pdf> En esta guía se encuentra el historial de las modificaciones realizadas en los algoritmos de recuperación de la información (McPeters et al., 1996b). Por el amplio uso de estos conjuntos de datos, consideramos que los datos del TOMS

del Nimbus-7 Versión 8 forman un conjunto de datos de calidad y de interés para conocer la evolución del ozono en la Península Ibérica en dicho periodo en los puntos geográficos de las cinco estaciones en la Península Ibérica y una en Canarias como comparación.

Se ha utilizado para la elaboración de los datos, un modelo digital del terreno de 0.5 x 0.5 grados de latitud convirtiéndose dichos datos en unidades de presión utilizando la Atmósfera Estándar USA. Como las medidas no están corregidas al nivel del mar, hay que tener en cuenta el efecto de la altitud en las series de Madrid y Mont-Louis ya que sistemáticamente van a medir menos ozono total. Para el caso de Madrid, la corrección puede estimarse en unas 2-3 Unidades Dobson y para Mont-Louis por estar más elevado y a mayor latitud, entre 7 y 9 U.D.

Los datos del OMI-AURA tienen una estructura ligeramente diferente porque tienen más campos de información. Además hay bastantes días en los que existen dos observaciones de ozono, obligando a un reproceso para obtener un valor de total de ozono en columna representativo del día tal y como dan los espectrofotómetros. Se ha optado por considerar el valor promedio de los dos valores cuando ocurre esta situación tal y como se aplica a los datos de Brewer que representan un valor promedio diario de los datos que han pasado los filtros de calidad muy exigentes. Un ejemplo de la cabecera de datos y de la primera fila de ellos tomado de un sobrevuelo del OMI para Madrid es el siguiente:

MJD2000	Year	DOY	sec. (UT)	Orbit	CTP	Lat.	Lon.	Dist.	SZA	Ozone
1690.546566	2004	230	47223	00484	13	40.50	-3.74	9.0	29.25	307.91
O3blwCld	Surf. P.	Cld. P.	Cld. F.	Ref.	AI	SOI				
-0.00	920.08	920.08	0.000	12.11	-0.35	4				

En donde cada uno de las siglas de los campos significa lo siguiente:

MJD2000 : Día juliano modificado desde 2000

Year : Año

DOY : Dia del Año

sec. (UT) : Tiempo de retraso (segundos, UT)

Orbit : Número de órbita del Aura

CTP : OMI Posición de barrido transversal (0-59)

Lat. : CTP posición del centro del píxel latitud (grados)

Lon. : CTP posición del centro del píxel longitud (grados)

Dist. : Distancia entre la estación y el eCTP (km)

SZA : Angulo solar cenital (grados)

Ozone : Total de ozono en columna (UD)

O3blwCld : Ozono por debajo de la fracción de nubes (UD)

Surf. P. : Presión al nivel del terreno (hPa)

Cld. P. : Presión al nivel de la nube (hPa)

Cld. F. : Fracción de nubes (adimensional)

Ref. : Superficie efectiva de reflectividad a 360 nm (%)

AI : Índice de aerosoles en UV (adimensional)

SOI : SO₂ Índice (adimensional)

4 CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y COMPARACIÓN DE DATOS ENTRE SERIES DE DIFERENTES INSTRUMENTOS.

La medida de parámetros atmosféricos mediante instrumentos a bordo de satélites de órbita polar, sobrevolando ambos polos en cada órbita, permite obtener coberturas espaciales importantes. Una altitud de vuelo típica de estos satélites es de 800-1000 km.

El periodo se ajusta al necesario para lograr que el satélite sobrevuele un mismo punto de la tierra a la misma hora local todos los días. Este tipo de órbita recibe el nombre polar heliosíncrona y es muy utilizada por los satélites que albergan instrumentos meteorológicos ya que permite realizar las observaciones a la misma hora todos los días eliminando efectos de variabilidad diurna en la monitorización de variables meteorológicas a lo largo del tiempo. Para lograr este efecto, la órbita no sobrevuela exactamente los polos sino que tiene un ángulo de inclinación respecto al ecuador que asegura un efecto de precesión que compense el efecto de giro añadido de la Tierra al girar alrededor del Sol. Por ello la sincronización de la órbita no se realiza con la tierra sino con el sol y de ahí recibe su nombre.

Los satélites de vigilancia meteorológica suelen estar en órbita geosíncrona, sobrevolando un punto fijo de la tierra sobre el cinturón ecuatorial. Esta órbita, que obliga al satélite a girar sincronizado con la tierra, obliga a que la altura de sobrevuelo sea de 36.000 km lo cual reduce de manera importante la precisión de las medidas de cualquier parámetro atmosférico. La ventaja importante de esta órbita es que permite un muestreo de una parte importante de la superficie terrestre en decenas de minutos. Teóricamente la superficie visible desde esa órbita se acerca al 50% de la superficie de la tierra, pero en las zonas próximas al limbo la información

no es utilizable por lo que la cobertura efectiva es inferior al 40%, por ello es preciso poner un rosario de satélites en órbita ecuatorial para cubrir correctamente la superficie. Las zonas polares, no obstante quedan mal cubiertas. Los instrumentos a bordo de los satélites de los años 80 muestreaban cada media hora. En la actualidad el tiempo se ha reducido a 10 ó 15 minutos pudiendo llegar a 5 minutos en ocasiones especiales sobre zonas con amenazas tales como huracanes. En el caso de los instrumentos a bordo de los satélites de órbita polar, como se explicó en el Capítulo 3 cuando se presentón el TOMS, el barrido lateral del instrumento permite cubrir un pasillo de 3000 km en cada órbita, permitiendo al menos una medición diaria en zonas ecuatoriales y varias mediciones en latitudes medias y altas. Con ello se obtiene una cobertura global diaria.

Sin embargo, tanto en instrumentos a bordo de satélites geoestacionarios, como para instrumentos en órbita polar, es muy importante comparar las medidas obtenidas con la de instrumentos similares pero basados en tierra. Como ya explicamos en el Capítulo 3, el TOMS se diseñó en la época en que el principal instrumento de medición del total de ozono en columna era el espectrofotómetro Dobson. Por ello, las pocas longitudes de onda en las que mide la radiación reflejada por la tierra en el espectro ultravioleta coinciden con algunas del Dobson. Por ello, la principal fuente de calibración de datos de TOMS han sido dichos instrumentos (WMO, 1996).

Hay que notar el avance que supuso la introducción de los espectrofotómetros Brewer en facilidad de operación, automatización y de fiabilidad a largo plazo, que ha hecho que se realicen muchas campañas conjuntas de comparación de datos entre ambos tipos de espectrofotómetro y también con datos de TOMS aunque las longitudes de este último no coincidan. Por otra parte,

la fiabilidad demostrada por los procedimientos de calibración de este tipo de aparatos (Redondas et al., 2002, 2008) ofrece una garantía de calidad para realizar estas comparaciones.

A lo largo de este capítulo vamos a mostrar la comparación directa de valores de TOC obtenidos por los sobrevuelos de TOMS y los datos de estaciones Brewer de Madrid y Murcia. Realizaremos también una comparación de los datos del OMI para ambos emplazamientos. Finalmente, nos centraremos en el periodo desde junio a agosto para aplicar una técnica de selección de casos partiendo de los datos de radiación solar que permitirá aislar días de cielos despejados en atmósfera clara, días con presencia de aerosoles y días con nubosidad.

4.1 CALIDAD DE LOS DATOS DE LAS SERIES DE SOBREVUELOS

Antes de realizar el análisis de los datos surgió el interrogante sobre la calidad de los datos de los sobrevuelos en relación con su representatividad espacial. Cada dato representa una observación promediada sobre un área geográfica cuyo centro puede estar más o menos próximo al punto de observación en tierra. En los ficheros de datos se proporciona la distancia del centro del campo de visión al punto geográfico del listado, el número de barrido del 1 al 35 y el ángulo cenital del sol correspondiente. Comprobaciones realizadas sobre dichos valores muestran que en general, dichas distancias son inferiores a los 50 km. Para 5221 valores del sobrevuelo de Madrid del Nimbus-7 entre noviembre de 1978 y mayo de 1993, el promedio es de 26 km, la mediana de 24 y el valor del cuartil superior es de 32 km. Los ángulos cenitales del sol dependen lógicamente de la época del año en que se realizan las medidas. En el histograma de la Figura 4.1 se muestra la dispersión de la distancia entre el punto central del campo visual del satélite según se obtiene del fichero y las coordenadas de Madrid.

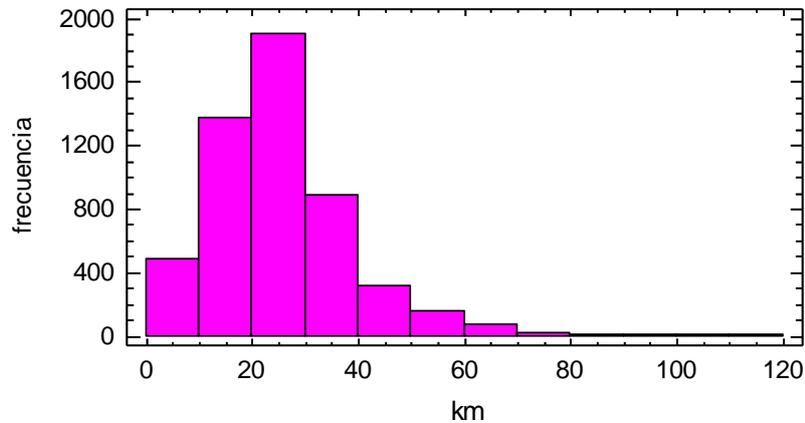


Figura 4.1. Histograma de las distancias en kilómetros entre el punto central en tierra del enfoque del instrumento y el observatorio de Madrid. Valores tomados para el sobrevuelo de Madrid del Nimbus-7. 1978-1993.

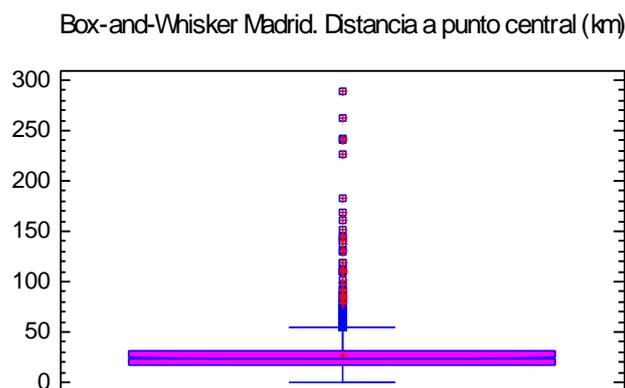


Figura 4.2. Diagrama Box and Whisker de las distancias de la posición del Centro Radiométrico Nacional en Madrid al centro de la imagen del satélite tomada para elaborar el dato de total de ozono en columna en los sobrevuelos del TOMS del Nimbus 7 sobre Madrid. 1978-1993.

El valor máximo es de 302 km y el mínimo de 0. La dispersión de valores puede verse en el diagrama de Box and Whisker siguiente (figura 4.2) en el que se aprecia aún mejor como los valores del centro de la imagen están muy próximos a Madrid.

Se incluye también un diagrama de dispersión de los puntos centrales de las imágenes del TOMS (figura 4.3) que sirven para elaborar el mencionado conjunto de datos del sobrevuelo de Madrid. Se observa como las posiciones centrales se alinean a lo largo de una franja pequeña de un poco más de medio grado de latitud y de un grado de longitud.

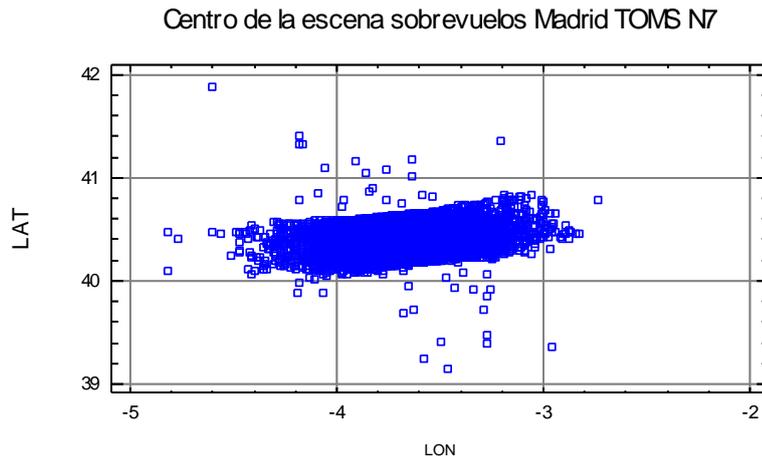


Fig 4.3. Diagrama de dispersión de los puntos centrales de las imágenes del TOMS del Nimbus-7. Sobrevuelo de Madrid. 1978-1993.

Otra comprobación acerca de los valores del ángulo cenital solar en el momento de la medida, muestra que muchas de las medidas se realizan en los momentos en el que el sol está más elevado en el horizonte en todas las épocas del año. La Figura 4.4 muestra la distribución de ángulos cenitales para cada día del año.

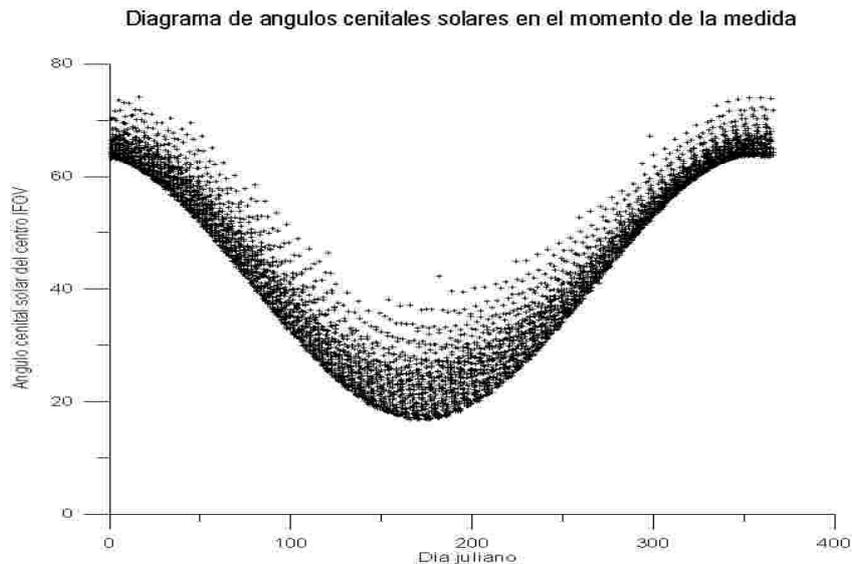


Fig 4.4. Diagrama de ángulos solares cenitales en el momento de la medida del TOMS representativo del sobrevuelo de Madrid. Elaborado con la serie del Nimbus-7. 1978-1993.

Lógicamente en verano los ángulos son mucho más pequeños que en invierno, pero para este trabajo lo que se puede constatar es que la mayor parte de las veces, el dato está tomado con ángulo solar cenital lo más pequeño posible según la época del año, al concentrarse los puntos cerca o sobre la línea inferior mínima posible. De todo lo expuesto anteriormente podemos concluir que los datos de los sobrevuelos para el centro de la Península Ibérica son representativos de un área relativamente próxima a Madrid.

Se han realizado también una serie de comprobaciones con los datos del OMI en el periodo 2004 a 2008 para el sobrevuelo de Madrid. El análisis estadístico de las distancias del centro de la imagen tomada para deducir el valor de total de ozono y el observatorio de Madrid, sobre un total de 2171 datos, se obtuvo un valor medio de 23 km, una mediana de 13 km y un valor umbral correspondiente al cuartil superior de 25 km. El valor máximo fue de 153 km. Estos

valores son *inferiores* a los de los estadísticos de las distancias del TOMS, por lo que, a priori, presenta una ventaja para comparar el dato de satélite con la observación en tierra.

Se han representado en un diagrama de dispersión (Figura 4.5) la posición de los puntos centrales de las imágenes tomadas para generar el dato de total de ozono para el sobrevuelo de

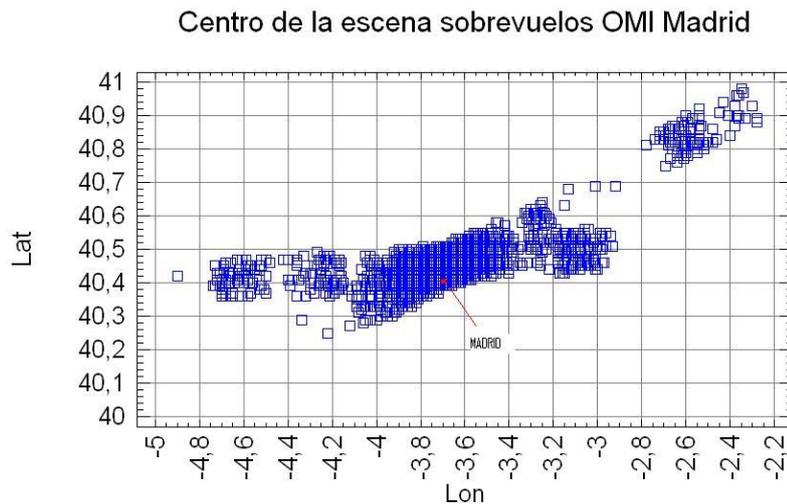


Fig 4.5. Diagrama de dispersión de los puntos centrales de las imágenes del OMI del satélite AURA. Sobrevuelo de Madrid. 2004-2008 El punto rojo es la posición del Centro Radiométrico Nacional.

Madrid tal y como se hizo con el TOMS. Se puede ver una agrupación de forma similar pero en una franja de menor longitud y anchura. Esto, junto a los valores obtenidos en el párrafo anterior nos da idea de la mayor precisión en cuanto a escenario geográfico del OMI frente al TOMS.

4.2 CAMBIOS EN LA VERSIÓN DE LOS DATOS DEL TOMS. MEJORAS V.8 FRENTE A V.7. AMORTIGUACIÓN DEL EFECTO GHOST

Los datos de los ficheros del TOMS han sufrido un proceso de depuración y corrección de errores en diversas versiones. Cambios en los coeficientes de absorción atmosféricos, simulación de la degradación de las propiedades de reflexión del difusor utilizado en las medidas

de sol directo, eliminación del efecto del SO_2 , corrección de la deriva de las medidas a partir de datos de tierra de los espectrofotómetros Dobson y otros derivados de algunos elementos de la instrumentación se aplicaron para pasar de la versión 4 a la 6. La versión 7 incluye la mejora de la corrección de deriva a partir de datos de espectrofotómetro Dobson para ángulos solares elevados y sobre escenarios con cobertura nubosa parcial en el Hemisferio Norte. Para ello se aplicó una nueva calibración en longitud de onda y una nueva estimación de las variaciones de la sensibilidad del instrumento con el tiempo. La corrección para caminos ópticos mayores se aplica mediante el ajuste mejor del perfil de ozono a las radiancias medidas en vez de usar perfiles de ozono ponderados interpolados entre diferentes latitudes. En la versión 7, se utiliza un modelo de dos capas para tratar la reflexión: una capa corresponde al suelo y la otra a la cima de las nubes mediante el uso de climatología de altura de nubes. También se utilizan tres longitudes de onda en lugar de dos para derivar los valores de ozono.

El primer trabajo sobre los ficheros se realizó con la versión 7 de los datos. Al obtener la versión 8, fue posible realizar una comparación entre ambas. Esta última versión está optimizada para el estudio de tendencias a largo plazo y ha sido objeto de cuidadosa depuración. En esta versión, se han corregido errores que ocurren en condiciones extremas: presencia de humo o polvo en suspensión, existencia de reflejos del sol en la superficie marina y en superficies brillantes como nieve o hielo, y mejoras en medidas con ángulos solares elevados. También se utiliza una mejor climatología inicial de perfil vertical de ozono. Para nuestras latitudes, el efecto mayor se aprecia en la temporada cálida, en la que los promedios aumentan en algunas Unidades Dobson respecto a los calculados para la versión 7. La Figura 4.6 está tomada de Wellemeyer et al. (2004) en la que se aprecia dicho efecto en junio de 1980 para 40° Norte. En términos generales,

la V7 subestimaba los máximos y los mínimos, especialmente los primeros y daba menos total de ozono en los meses de verano.

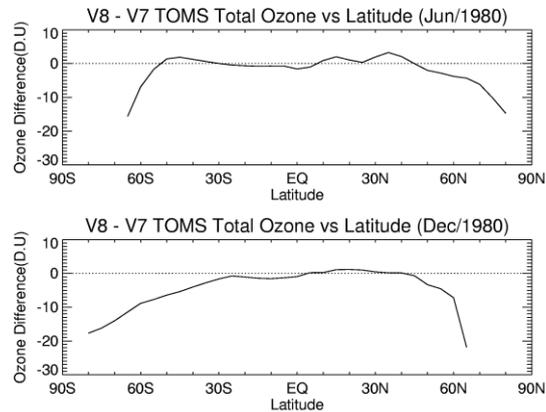


Figura 4.6. Diferencias versión 8 – versión 7 por franjas de latitud. (Tomada de Wellemeyer et al., 2004)

A continuación mostraremos las diferencias obtenidas en el proceso de los sobrevuelos del TOMS N-7 (1978-1993) al utilizar ambas versiones. Para evaluar estas diferencias se han calculado las diferencias en promedios, valores máximos y mínimos para cada una de las veinticuatro quincenas del año en los sobrevuelos de Madrid, Murcia, El Arenosillo, y Lisboa. Se ha retirado Mont-Louis y se han añadido a esta lista dos observatorios fuera de la Península Ibérica para evaluar mejor el impacto del cambio de versión. Concretamente los sobrevuelos añadidos han sido:

Carpentras ID: 629 Lat: 44.08 Lon: 5.05 Alt: 384

Izaña (Tenerife) ID: 300 Lat: 28.30 Lon: -16.50 Alt: 2367

Los resultados se pueden ver en la Tabla 4.1. En el caso de Murcia la diferencia es mayor a la

esperada porque existía un error en la localización del sobrevuelo. En la versión 7 estaba situada a 1.17° E en pleno mar Mediterráneo en lugar de en 1.17° Oeste..

V8-V7 (UD)	Izaña	Arenosillo	Murcia	Madrid	Lisboa	Carpentras
Jan 1 - Jan 15	0,5	-0,2	-3,8	-0,5	-0,3	-3,1
Jan 16 - Jan 31	0,6	0,3	-3,4	-0,4	0,4	-2,6
Feb 1 - Feb 15	1,4	0,0	-3,0	-0,5	0,5	-2,7
Feb 16 - Mar 1	2,5	0,8	-2,1	-0,3	1,6	-2,1
Mar 2 - Mar 16	3,3	0,6	-5,2	0,8	1,2	-0,9
Mar 17 - Apr 1	3,8	1,3	-4,1	1,2	2,7	-0,1
Apr 2 - Apr 16	3,9	1,7	-1,3	2,4	3,2	0,4
Apr 17- May 2	3,4	2,5	-0,4	3,3	2,9	1,1
May 3 - May 17	2,9	2,0	-0,6	1,6	2,5	0,5
May 18 - Jun 1	3,3	1,9	0,6	2,3	2,6	0,6
Jun 2 - Jun 16	3,7	2,4	1,1	2,3	1,9	0,1
Jun 17 - Jul 1	3,6	1,4	1,9	1,5	1,1	0,0
Jul 2 - Jul 16	2,8	1,8	0,7	1,4	0,9	-0,7
Jul 17 - Aug 1	2,9	2,1	0,8	2,3	1,1	-0,9
Aug 2 - Aug 16	1,5	1,6	0,2	1,8	0,9	-0,8
Aug 17 - Sep 1	1,3	1,1	-0,4	1,2	1,2	-1,3
Sep 2 - Sep 16	1,5	0,4	-1,1	0,3	0,4	-1,2
Sep 17 - Oct 1	0,8	-0,1	-2,2	-0,2	0,7	-1,3
Oct 2 - Oct 16	1,6	0,3	-1,1	0,3	0,5	-1,2
Oct 17 - Oct 31	1,2	-0,3	-1,1	-0,3	0,1	-1,7
Nov 1 - Nov 15	0,5	-0,6	-2,1	-0,1	0,2	-1,5
Nov 16 - Nov 30	0,2	-0,4	-3,8	0,1	0,4	-1,5
Dec 1 - Dec 15	0,9	-0,5	-3,2	-0,3	-0,4	-2,3
Dec 16 - Dec 31	0,9	-0,8	-2,4	-1,1	-0,5	-3,1

Tabla 4.1. Diferencia entre valores de TOC (UD) de la versión 8 frente a versión 7 sobrevuelos del TOMS Nimbus-7 1978-1993) para los observatorios de Izaña, Arenosillo, Murcia, Madrid, Lisboa y Carpentras.

Por ello solo se incluyen para dar una idea de los errores cometidos si se han utilizado los datos de la anterior versión. Para Izaña, los valores de la versión 8 son superiores en 2 y 3 UD en los

meses de marzo hasta julio. En el extremo opuesto, Carpentras en la Provenza francesa, muestra diferencias mayores en otoño-invierno, siendo superiores los valores de la versión 7 en 2 y 3 UD. En Arenosillo, las correcciones son menos importantes y solo sobrepasan los 2 UD en quincenas de abril, mayo, junio y julio. Madrid muestra correcciones negativas en los meses de otoño e invierno, y sensibles correcciones positivas en primavera y verano del orden de 2-3 UD. Para Lisboa las correcciones son pequeñas excepto en primavera, sobre todo en abril y mayo, con valores entre 2 y 3 UD mayores en la versión 8.

Como en el caso de la Figura 4.1, se observa que en promedio, a latitud 40 grados norte, las correcciones son positivas. Carpentras, a 44° N, muestra ya el comportamiento de latitudes superiores. La Tabla 4.1 aporta información pormenorizada del comportamiento estacional de estas diferencias.

Examinando los cambios para los valores extremos, en el caso de los dos eventos de mini-agujero de ozono registrados, uno en Lisboa y otro en Madrid, las diferencias entre ambas versiones fueron de 0,0 y -0,1 UD por lo que no parece que afecte a los casos de los mínimos el cambio de versión, por lo menos a los que se producen en noviembre ya que los errores son muy pequeños en esta época.

Se denomina GHOST (Global Hidden Ozone Structures from TOMS) (Cuevas et al., 1995) a las estructuras observadas en el ozono total en la frontera de los continentes. Se presentan estas estructuras cuando se utilizan datos medios del TOMS al trazar los mapas de ozono globales. Sobre la Península Ibérica, en el mes de julio, se mide menos TOC sobre tierra que sobre el mar. Este efecto se ha atribuido a una serie de factores, como pueden ser la orografía, los cambios en la altura de la tropopausa o la polución troposférica, sin embargo, se considera también el papel

importante que el contenido de aerosoles puede tener en el error en la medición del TOC mediante instrumentos como el TOMS (Navarro et al, 2002). Según (Cuevas et al., 2001) en un estudio realizado sobre la Península Ibérica la corrección topográfica reduce el efecto GHOST en un 26%, la contribución de los cambios en la altura de la tropopausa en un 8%, pero no se dispone de explicación para el 66% restante. Tomando de la Tabla 4.1 los valores de la corrección correspondientes a los sobrevuelos de la Península se observa que se incrementan todos los niveles pero destaca que sea Madrid con 2.3 UD en las segunda quincena de julio el aumento más significativo. El cambio de versión por tanto tiende a rellenar el déficit de ozono sobre el interior de la Península. Otro factor a considerar es el dato de Murcia ya que proporciona una comparación entre los niveles de ozono en un punto situado en el mediterráneo cerca de la costa (sobrevuelo de la versión 7) y un punto situado en el interior (cerca de la costa). El nivel promedio de la versión 8 en el mes de julio sobre tierra solo se incrementa un 0.7 o 0.8 UD en julio. El efecto mayor del cambio de versión, debido probablemente al tratamiento que se realiza de los aerosoles, se nota más en el interior de la Península.

4.3 ENSAYOS AJUSTE DATOS TOMS N7 Y TOMS-METEOR FRENTE A BREWER DE MADRID

En esta sección se aprovecha el periodo de cuatro meses a principios de 1993 en los que se produjo el solapamiento de la serie TOMS Nimbus-7 con la de Brewer de Madrid. Se dispone de 116 datos, con una diferencia promedio de 2.2 UD a favor de la serie N7 (mide 2.2 UD más de TOC en promedio que el Brewer).

Se obtiene un ajuste lineal estadísticamente significativo al 95% de confianza. El coeficiente de correlación vale 95,33 y el modelo explica un 95,3% de la varianza del TOC sobre Madrid medido mediante el TOMS del Nimbus-7. El valor de la Desviación Media de los datos del

satélite respecto al Brewer es de 0,69% y la Desviación Absoluta Media es de 1,87%. La ecuación 4.1 del modelo ajustado es la siguiente:

$$N7_Mad = -8,1 + 1,0 * Brw_Mad \quad (4.1)$$

tal y como se representa en la Figura 4.7

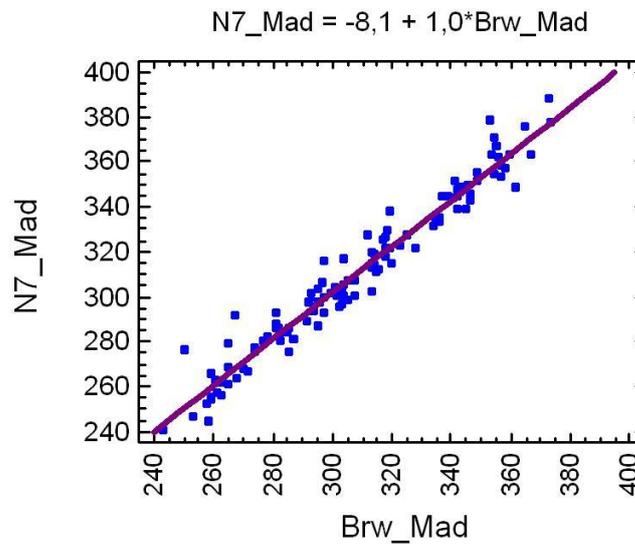


Figura 4.7. Ajuste lineal entre los valores de TOC medidos por el TOMS N7 en Madrid y los valores medidos por el espectrofotómetro Brewer de Madrid entre el 1 de enero de 1993 y el 6 de mayo de 1993. Valores en Unidades Dobson.

Entre los años 1991 y 1994, el satélite ruso Meteor-3 voló un instrumento TOMS de fabricación estadounidense, coexistiendo en funcionamiento con el del Nimbus-7. La estructura de ficheros es similar. La comparación se ha realizado con la versión 7 de los datos del Nimbus-7 para los sobrevuelos de Madrid. El número de datos disponible y los promedios anuales se reflejan en la Tabla 4.2.

Cuentas	66	195	256	222
U.D. Prome	289,2	311,7	301,8	313,4
Año	1991	1992	1993	1994

Tabla 4.2. Valores promedios series total Ozono TOMS Meteor para Madrid.

Como se aprecia, en ningún caso se llega a cubrir la totalidad de un año, por lo que se renuncia a incluir dichos datos en el cómputo general ya que existen importantes variaciones diarias y estacionales en el total de ozono en columna y no se ven ventajas en su inclusión. Los promedios son inferiores a los de la década anterior, pero se pueden explicar, al menos parcialmente, por la falta de datos de primavera que es cuando los valores son superiores. Este es el motivo del valor promedio tan bajo del juego de datos de 1991.

Se ha realizado una comparación entre los días en que existen datos de los instrumentos TOMS de ambos satélites en los que se aprecian diferencias significativas, lo cual da otro argumento para no incluir los datos del TOMS del Meteor-3 en nuestro análisis. Las diferencias promedio entre el TOC medido por el instrumento a bordo del satélite ruso menos el medido a bordo del satélite norteamericano fueron de -2,0 en 1991, -2,6 en 1992 y -4.2 en 1993. Los resultados de la comparación se expresan en la Tabla 4.3. El instrumento del satélite ruso mide menos, en promedio, que el del norteamericano. La correlación para los dos años con mayor número de datos es elevada entre ambos juegos de datos, sin embargo algunos días se aprecian importantes variaciones. El coeficiente de correlación entre ambos juegos de datos fue de 0,98 en 1993 y de 0,97 en 1992.

Año	1991	1992	1993
Suma	-131,3	-501,5	-382,3
Cuentas	66	195	92
U.D. Promedio Meteor-Nimbus	-2,0	-2,6	-4,2
r2	-	0,979	0,971

Tabla 4.3. Comparación valores TOC procedentes de los sobrevuelos sobre Madrid del TOMS del Meteor-3 frente a los del Nimbus-7 para el periodo en que coincidieron en las medidas.

4.4 AJUSTE DE DATOS EARTH PROBE FRENTE A BREWER DE MADRID

Iniciamos el análisis conjunto de las series EP-TOMS y Brewer con un análisis de muestras pareadas a lo largo de todos los días en que se produjo solapamiento entre ambas series entre 1996 y 2001. Realizamos en esta sección el análisis de los datos de Madrid. Utilizamos siempre datos TOMS de la versión 8. Disponemos de 1862 datos emparejados. La diferencia promedio entre EP y Brewer es de -4.5 DU y la desviación estándar de las diferencias es elevada: 8.2 UD. Es decir que EP mide sensiblemente menos que Brewer en promedio y esta diferencia está sujeta a elevada variabilidad. Calculamos también el error debido a la desviación promedio (Mean Bias Error) y este vale -1,47%. El error debido a la desviación absoluta promedio (Mean Absolute Bias Error) es de 2,33%. Las expresiones que sirven para calcular estos parámetros son las siguientes:

$$MBE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{Satelite_i - Brewer_i}{Brewer_i} \quad (4.2)$$

$$MABE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|Satelite_i - Brewer_i|}{Brewer_i} \quad (4.3)$$

La incertidumbre de ambas magnitudes vendrá expresada por su desviación estándar que también la calculamos.

La Tabla 4.4 muestra las diferencias entre EP y Brewer mes a mes, la desviación estándar, el MBE y el MABE para todos los meses del año. De noviembre a febrero se producen las diferencias mayores midiendo sensiblemente menos el EP que el Brewer. Mayo, junio y julio tienen las diferencias menores.

MADRID	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio
Promedio (UD)	-6,5	-7,2	-4,8	-3,4	-2,6	-2,1
Dev. Std (UD)	9,2	7,7	8,5	9	8,7	7,2
% Dif EP-Brw	-2,1%	-2,3%	-1,4%	-1,0%	-0,7%	-0,6%
Desviación media (MBE) %	-2,02	-2,31	-1,50	-0,99	-0,77	-0,63
Desviación absoluta media (MABE) %	2,97	2,80	2,48	2,10	1,95	1,59
	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Promedio (DU)	-2,7	-3	-3,3	-3,3	-6,8	-8,6
Dev. Std (UD)	6,9	6,5	6,3	7,1	7,8	9,9
% Dif EP-Brw	-0,9%	-1,0%	-1,1%	-1,2%	-2,3%	-2,9%
Desviación media (MBE)	-0,85	-0,97	-1,11	-1,17	-2,33	-2,81
Desviación absoluta media (MABE)	1,64	1,76	1,93	2,24	2,92	3,50

Tabla 4.4. Madrid EPTOMS – Brewer. Promedio de diferencias mensuales en UD, desviación estándar, MBE y MABE promedios mensuales para las diferencias en los valores de TOC del EP TOMS y el Brewer en Madrid en el periodo 1996 y 2001.

Esta distribución puede hacer sospechar que la época del año tiene relación con la precisión de la medida. Puede ser un efecto del ángulo solar o un efecto de la nubosidad o ambos. Las diferencias promedio oscilan entre los -8,6 UD de diciembre a los -2,1 UD de junio. Las desviaciones estándar son mayores que 7,0 UD en todo el año excepto en los meses de verano. En diciembre se registra un valor extremo de 9,9 UD. En términos relativos también se producen

las desviaciones más importantes en el periodo de noviembre a marzo con valores de MABE entre 2,5 y 3,5 %. Junio y julio presentan los valores de MABE más bajos alrededor del 1,6% por lo que hay pensar que hay algún efecto debido a la elevación del sol que hace que aumenten las diferencias para valores de elevación más bajos.

El siguiente paso es el cálculo de modelos simples que relacionen estadísticamente los valores diarios de TOC medidos por el TOMS del EP y por el Brewer. Todos los modelos son estadísticamente significativos a un nivel de confianza superior al 95%. Tomando el conjunto completo de datos de Madrid entre 1996 y 2001 la Ecuación 4.4 proporciona el modelo ajustado siguiente:

$$\text{EP Madrid} = -4,3 + 0,999 \cdot \text{BrwMad} \quad (4.4)$$

El estadístico R-Cuadrado indica que este modelo ajustado explica el 94,2 % de la variabilidad de EP Madrid. El coeficiente de correlación es bastante elevado: 0,970. El error de la ordenada en el origen es de +/- 1,8 DU.

A continuación se realiza el mismo ajuste lineal pero únicamente para los valores diarios de cada uno de los meses. Los resultados se muestran en la Tabla 4.5. Al contrario que las diferencias que eran inferiores en verano, en este caso, el ajuste lineal muestra coeficientes de correlación más débiles en los meses de junio a septiembre. El mes de agosto es el peor caso.

Las correlaciones de enero a mayo superan el valor de 0.96. Este hecho es importante teniendo en cuenta que también en la gráfica de valores medios quincenales, en ese periodo los valores de EP son sensiblemente inferiores en promedio a los de Brewer en varias quincenas. Sin embargo esas diferencias son sistemáticas y un modelo de ajuste lineal presenta una alta

correlación. En cambio, en junio, julio y agosto la correlación en las medidas es baja precisamente cuando las diferencias son menos importantes.

Madrid	Constante (DU)	+/- Error (DU)	pendient	R-cuadrado %	Coef. Correl.
Año	-4,3	1,8	0,999	94,2	0,970
Enero	11,2	6,7	0,943	92,8	0,963
Febrero	-3,6	6,4	0,988	94,6	0,972
Marzo	-23,8	7,7	1,057	93,3	0,966
Abril	-11,0	7,2	0,965	94,6	0,972
Mayo	-6,0	7,7	1,010	93,1	0,965
Junio	36,7	11,2	0,881	82,2	0,907
Julio	30,9	13,5	0,893	75,5	0,868
Agosto	58,6	12,1	0,957	69,0	0,831
Septiembre	0,3	12,0	0,988	81,9	0,905
Octubre	-4,4	7,8	1,004	88,7	0,942
Noviembre	15,2	6,5	0,923	91,0	0,954
Diciembre	13,1	8,3	0,928	88,2	0,94

Tabla 4.5. Parámetros de los ajustes lineales para el año entero y diferentes meses entre los datos de TOC procedentes de los sobrevuelos del EP TOMS para Madrid y los valores medidos por el Brewer 070 en Madrid. Periodo de tiempo 1996-2001.

El mes de agosto en Madrid se caracteriza por sus cielos despejados o poco nubosos, con muy pocos días completamente cubiertos que impidan tomar medidas de TOC a sol directo (DS), una técnica que asegura la más alta calidad en las medidas obtenidas por el Brewer. Por ello las medidas desde tierra se realizan en condiciones razonablemente homogéneas en lo que respecta a la técnica usada. Sin embargo, el deterioro claro en la correlación entre ambos

instrumentos sugiere que hay algún efecto que no es tenido en cuenta por ambos instrumentos y que no está corregido.

Teniendo en cuenta que el verano en la parte central sobre España se caracteriza por la presencia de aerosoles saharianos procedente de África, estas partículas pueden afectar la medida del TOC tal y como se refleja en estudios realizados en la vecina Península Itálica (Bonasoni et al, 2004) o sobre la Península Ibérica (Cachorro et al., 2006). También hay que mencionar el aumento de los valores de ozono en la versión 8 del TOMS frente a los valores de la versión 7 para el sobrevuelo de Madrid. Podría ocurrir que la corrección necesaria debido a los aerosoles para los datos del TOMS no fuera completa. Para avanzar en este tema, realizaremos un estudio especial para los meses de verano en Madrid en el apartado 4.7

4.5 AJUSTE DE DATOS EARTH PROBE FRENTE A BREWER DE MURCIA

En este apartado se van a comparar las series de TOC de Murcia medidas por el EP TOMS y por el Brewer entre 1996 y 2001. El primer análisis se realiza sobre las diferencias entre 1869 parejas de datos EP TOMS menos Brewer. El promedio de las diferencias es de -3,8 UD y la desviación estándar 7,2 UD, un poco inferiores que las de Madrid. Calculando las diferencias mes a mes tal y como se muestra en la Tabla 4.6, se aprecia que las diferencias son inferiores a las de Madrid. Las diferencias relativas muestran valores mínimos en junio y valores máximos en diciembre de manera similar a Madrid, pero los valores de verano son muy bajos con otro mínimo en septiembre. La desviación estándar tiene un mínimo en agosto y el máximo ocurre en marzo. Las diferencias entre las medidas de ambos instrumentos son menores que en Madrid en

verano. El MABE vuelve a ser más pequeño en los meses de verano, entre 1,3 y 1,4% presentando los mínimos en junio y agosto. El máximo se produce en diciembre si bien es menos acusado que en Madrid.

MURCIA	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio
Promedio (UD)	-7,2	-6,6	-6,2	-3,8	-3,2	-0,8
Dev. Std (UD)	7,0	7,4	7,8	7,6	7,5	5,8
% Dif EP-Brw	-2,3%	-2,1%	-1,9%	-1,1%	-0,9%	-0,2%
Desviación media (MBE) %	-2,30	-2,04	-1,88	-1,11	-0,97	-0,23
Desviación absoluta media (MABE) %	2,61	2,64	2,33	1,99	1,77	1,34
	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Promedio (DU)	-1,0	-1,4	-0,8	-2,6	-5,4	-7,8
Dev. Std (UD)	5,8	4,7	5,9	6,6	7,3	7,6
% Dif EP-Brw	-0,3%	-0,5%	-0,3%	-0,9%	-1,9%	-2,6%
Desviación media (MBE) %	-0,30	-0,47	-0,26	-0,89	-1,85	-2,52
Desviación absoluta media (MABE) %	1,41	1,27	1,55	2,03	2,83	2,88

Tabla 4.6. Murcia EPTOMS – Brewer. Promedio de diferencias mensuales en UD, desviación estándar, MBE y MABE promedios mensuales para las diferencias en los valores de TOC del EP TOMS y el Brewer en Murcia en el periodo 1996 y 2001.

A continuación realizaremos el ajuste lineal entre ambos tipos de medidas para Murcia tal y como lo realizamos para Madrid en el apartado 4.4. Los resultados se muestran en la Tabla 4.7. Las peores correlaciones corresponden a los meses de julio, agosto y septiembre, pero son superiores a las de agosto en Madrid, siendo julio el que peor resultados obtiene. Como al representar el promedio de los valores del Índice de Aerosoles (AI) del TOMS para los sobrevuelos del Nimbus-7, aparece que julio es el mes en que se alcanzan en promedio valores superiores, se confirma que la presencia de aerosoles plantea problemas en la medida del TOC

en verano. Como Murcia es un emplazamiento cercano a la costa y los ajustes en el verano son mejores que en Madrid, podemos sospechar que los aerosoles de tipo continental o sobre el interior de los continentes plantean problemas mayores que los entornos marítimos o cercanos al mar para realizar medidas de total de ozono en columna en la época de verano. Este factor de diferencia de comportamiento entre zonas costeras o interiores estaría relacionada con una parte del efecto GHOST como mencionamos con anterioridad. Este efecto estaba parcialmente corregido en la versión 8 del algoritmo del TOMS (Frith et al., 2004).

Murcia	Offset (DU)	+/- Error (DU)	slope	R-squared	Corr. Coef.
Año	2,5	1,7	0,980	94,4	0,971
Enero	0,2	5,7	0,976	95,1	0,975
Febrero	7,2	6,2	0,957	94,6	0,973
Marzo	-7,5	8,0	1,004	92,1	0,960
Abril	-8,9	7,4	1,014	94,0	0,970
Mayo	-9,6	7,158	1,019	93,9	0,969
Junio	10,2	10,0	0,966	87,0	0,933
Julio	31,6	12,5	0,895	75,8	0,870
Agosto	4,3	11,6	0,981	78,2	0,885
Septiembre	5,8	14,1	0,978	74,8	0,865
Octubre	14,8	8,0	0,939	87,0	0,933
Noviembre	7,0	6,9	0,957	90,7	0,952
Diciembre	19,1	6,8	0,911	92,0	0,959

Tabla 4.7. Parámetros de los ajustes lineales para el año entero y diferentes meses entre los datos de TOC procedentes de los sobrevuelos del EP TOMS para Murcia y los valores medidos por el Brewer 117 en Murcia. Periodo de tiempo 1996-2001.

Finalmente, en la Figura 4.8 se ha realizado una representación gráfica de las diferencias entre los valores de los ajustes entre los datos EP TOMS y los observados de Brewer para el conjunto de datos anual y para los meses centrales de cada trimestre: febrero, mayo y noviembre, para Madrid y Murcia. No representamos agosto debido a la calidad inferior del ajuste.

En la recta de ajuste del modelo anual para Madrid se observa que el EP mide aproximadamente -4,6 UD menos de manera casi constante a todo lo largo del intervalo real de medidas: 250-400 UD. En cambio Murcia presenta un comportamiento diferente con subestimaciones más importantes en los valores altos.

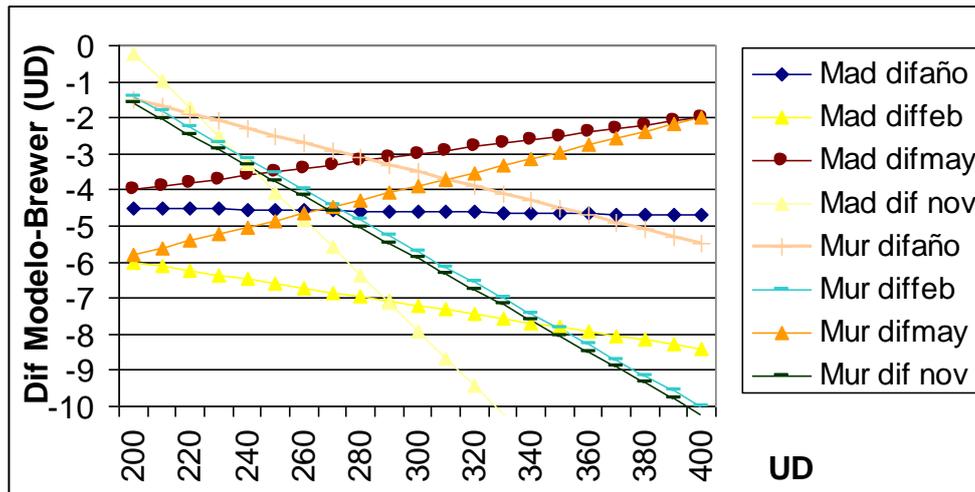


Figura 4.8. Diferencias entre las estimaciones mediante modelos lineales de los valores del EP TOMS menos los valores de Brewer. Periodo 1996-2001. Mad = Madrid. Mur= Murcia. Eje Y diferencias. Eje X valores de Brewer

Las curvas de noviembre de ambos emplazamientos muestran una importante subestimación de EP para valores altos pero no son demasiado reales porque en noviembre no se observan tales valores. La parte entre 250 y 320 UD correspondería a valores muy probables en esas fechas. Las dos curvas de mayo, muestran pendiente creciente con subestimación mayor de valores más bajos (que se observan poco en esa época del año). Las curvas de febrero son parecidas a las de noviembre con menor pendiente. Todas las rectas tienen sus puntos por debajo de cero por lo que todos los modelos para ambos emplazamientos indican que el EP TOMS mide por debajo de lo observado mediante Brewer.

Como las pendientes de los modelos son menores, las diferencias en las medidas y sus desviaciones estándar son inferiores, la estación se encuentra próxima al nivel del mar y como el problema de los aerosoles continentales es menos acusado podemos concluir que el observatorio de Murcia es, a priori, un lugar conveniente para la observación del TOC en la Península Ibérica y debe de cuidarse dicha serie y emplazamiento a efectos de climatología y para comparación con datos de satélite.

Los errores en términos relativos abarcan desde los -2,9% hasta -0,2 % en Madrid a valores ligeramente más pequeños en términos absolutos en Murcia pero siempre negativos. Otras comparaciones entre medidas de TOC mediante EP TOMS e instrumentos basados en tierra bajo condiciones muy controladas muestran una diferencia sistemática de -10 UD (Savastiouk and McElroy, 2005).

4.6 AJUSTE DE DATOS OMI FRENTE A BREWER

El siguiente paso ha sido realizar una comparación entre los sobrevuelos del OMI y los datos de los Brewer de Madrid y Murcia. Para 1179 comparaciones en Madrid entre 2005 y junio de 2008, la diferencia promedio entre los valores de TOC de OMI menos los del Brewer de Madrid es de -9,0 UD con una desviación estándar de 7,7 UD. Para las 1214 comparaciones entre los datos del OMI y del Brewer en Murcia entre enero de 2005 y agosto de 2008, el promedio de las diferencias es de -7,3 UD y la desviación estándar 5,5 UD. El valor del promedio de la diferencia es mayor en Madrid para el OMI que para el EP, subestimando el primero el valor del TOC aún más que el EP. En el caso de Murcia, los valores son similares.

Calculando las diferencias mensuales (Tabla 4.8) de manera similar a lo que calculamos para el Earth Probe se observa que en Madrid las diferencias mayores se producen en noviembre con -13,1 UD (-4,5% relativo a los valores Brewer) seguido de enero con un -11,2 UD y un -3,6% y las mínimas se producen en junio -6,2 UD (-1,9%). En las diferencias no aparece un patrón estacional tan claro como en el caso del Earth Probe. Para avalar esta idea, se comprueba que en el caso de Murcia, las diferencias mayores se producen en abril con -9,1 UD en valores absolutos y -2,6% en valores relativos. Sin embargo, enero tiene una diferencia de -2,7% en valor relativo. Las diferencias más pequeñas se producen en agosto con -4,6 UD en términos absolutos y -1,5% en términos relativos. No se aprecia un patrón estacional claro. Se ha utilizado los promedios de Brewer entre enero 2003 y agosto 2008 como referencia para Murcia.

Las subestimaciones del valor del TOC medido por el OMI respecto a los del Brewer son bastante más importantes en Madrid. Al contrario que en el caso del Earth Probe, no se aprecia un claro patrón estacional. La subestimación del OMI es similar a la del EP en el caso de Murcia. El caso singular de las importantes subestimaciones en Madrid en noviembre se debe a que existen 9 valores en los cuales la diferencia es inferior a -25 UD incluyendo uno de -42 UD.

MADRID	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio
Promedio (UD)	-11,2	-9,6	-10,4	-9,3	-8,6	-6,2
Dev. std (UD)	9	9,3	8,1	8	8,3	4,5
Brw 2005-08	311,9	338,6	344	362,7	348,7	331,2
% Diff OMI-Brw	-3,6%	-2,8%	-3,0%	-2,6%	-2,5%	-1,9%
Desviación media (MBE) %	-3,54	-2,81	-3,01	-2,56	-2,42	-1,89
Desviación absoluta media (MABE) %	3,68	3,05	3,14	2,71	2,49	2,05
MADRID	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Promedio (UD)	-7,4	-6,7	-6,9	-8,1	-13,1	-8,7
Dev. std (UD)	2,9	4	3,3	6,6	9,2	9,4
Brw 2005-08	317,3	313,1	301	288,7	293,3	303,2
% Diff OMI-Brw	-2,3%	-2,1%	-2,3%	-2,8%	-4,5%	-2,9%
Desviación media (MBE) %	-2,36	-2,12	-2,30	-2,78	-4,33	-2,78
Desviación absoluta media (MABE) %	2,36	2,22	2,33	2,89	4,33	3,40
MURCIA	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio
Promedio (UD)	-8,4	-7,6	-8,4	-9,1	-8,9	-8,4
Dev. std (UD)	5,1	6,1	6,3	8,4	6,6	5,1
Brw 2005-08	314	334,5	340,7	354,4	347,9	329,6
% Diff OMI-Brw	-2,7%	-2,3%	-2,5%	-2,6%	-2,6%	-2,5%
Desviación media (MBE) %	-2,73	-2,28	-2,51	-2,63	-2,57	-2,52
Desviación absoluta media (MABE) %	2,79	2,54	2,71	2,95	2,72	2,52
MURCIA	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Promedio (UD)	-7	-4,6	-5,7	-5,7	-7,5	-5,5
Dev. std (UD)	4,2	3,9	3,6	3,9	4,1	3,6
Brw 2005-08	310,4	305,6	300,7	294,1	294	306,4
% Diff OMI-Brw	-2,3%	-1,5%	-1,9%	-1,9%	-2,6%	-1,8%
Desviación media (MBE) %	-2,22	-1,49	-1,88	-1,93	-2,56	-1,82
Desviación absoluta media (MABE) %	2,27	1,71	1,96	2,09	2,64	1,93

Tabla 4.8. Valores absolutos de los promedios mensuales de las diferencias entre los sobrevuelos del OMI y los valores de Brewer y relativos respecto a los promedios mensuales de Madrid (enero 2005 a junio 2008) y Murcia (enero 2003 a agosto 2008) expresados en Unidades Dobson y porcentajes respectivamente.

Si representamos conjuntamente las promedios de los errores de las desviaciones absolutas (MABE) para los cuatro comparaciones satélite-Brewer (Figura 4.9) y las desviaciones estándar del MABE para esos mismo cuatro juegos es posible apreciar que los errores en términos relativos son menores en la época veraniega en todos los conjuntos de datos. Las comparaciones del EP-TOMS con el Brewer dan menores errores que las del OMI, sin embargo, si vamos al gráfico de las desviaciones estándar en la Figura 4,10 observamos que estas son menores durante los meses de verano y en el caso de Murcia, también durante el otoño-invierno. Significar que la diferencia OMI-Brewer tiene menos variabilidad que la EPTOMS-Brewer vendría a indicar que este instrumento es más fiable que el EPTOMS ya que corrigiendo una desviación fija de las medidas de OMI tenemos un valor más aproximado a la medida realizada por el Brewer a lo largo de todo el año.

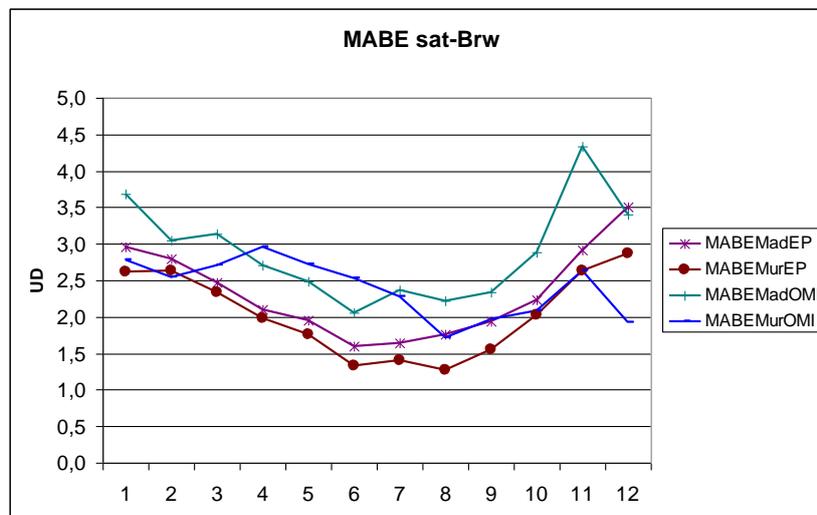


Figura 4.9. Valor de los promedios mensuales de la error de desviación absoluta promedio (MABE) de las diferencias de las medidas de TOC desde los instrumentos TOMS a bordo del Earth Probe (1996-2001) y OMI (2003-2008 en Murcia y 2005-2008 en Madrid) a bordo del aura y los valores de TOC medidos por los espectrofotómetros Brewer de Madrid y Murcia

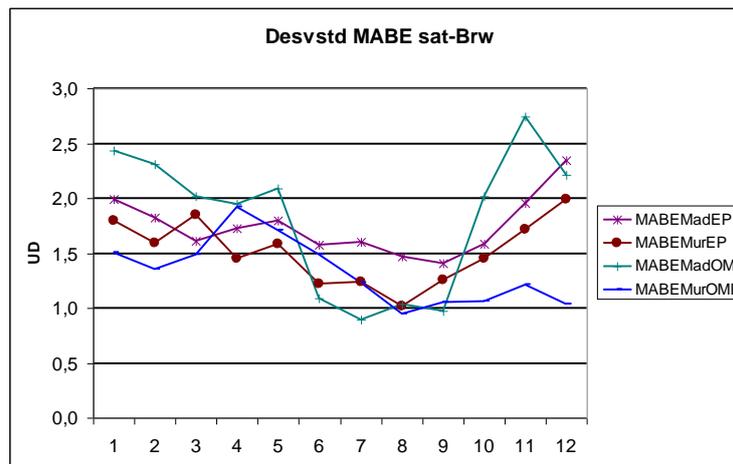


Figura 4.10. Valor de la desviación estándar mensual para el error de desviación absoluta promedio (MABE) de las diferencias de las medidas de TOC desde los instrumentos TOMS a bordo del Earth Probe (1996-2001) y OMI (2003-2008 en Murcia y 2005-2008 en Madrid) a bordo del Aura y los valores de TOC medidos por los espectrofotómetros Brewer de Madrid y Murcia

4.7 ESTUDIOS MESES DE VERANO EN MADRID

Como ya comentamos en 4.4, el verano en la parte central de la Península Ibérica se caracteriza por la presencia de aerosoles saharianos procedente de África, y puede afectar a la medida del TOC. Tomando el Índice de Aerosoles del TOMS también incluido en los datos de los sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7 de Madrid, se observa que el promedio anual de dicho índice es de 0,01, pero el promedio en el mes de agosto es de 0,38. Julio y agosto tienen los valores superiores de este índice sobre Madrid.

Para tratar de aislar este efecto, hemos utilizado una aproximación basada en el análisis de conglomerados de manera similar al realizado por (Gutiérrez-Marco et al., 2007) para clasificar los días "con calima" de aquellos considerados como "claros". El uso de esta aproximación se apoya en la existencia de un mínimo de nubosidad en Madrid en los meses de julio y agosto, lo

que nos permitiría discriminar mucho mejor en dos categorías principales el tipo de día. Sin embargo, como veremos a continuación, existen suficientes días con nubosidad que delimitan dos grupos más a partir de las características de las variables de radiación solar.

Suponiendo que el efecto de la turbiedad atmosférica atenuaría la radiación solar directa aunque aumentando la radiación difusa, manteniendo altos niveles de radiación global al aumentar la dispersión de la luz cuando hay un alto contenido de aerosoles en la atmósfera, procedemos a realizar un análisis de conglomerados (cluster) sobre un conjunto de datos de radiación medidos por el observatorio de Madrid: radiación global, directa y difusa expresadas en $10 \times \text{kJ/m}^2$. Los instrumentos de medida son piranómetros Kipp&Zonen CM21 acoplados a un seguidor solar para medir la radiación difusa. La irradiancia directa es medida mediante un pirheliómetro Kipp&Zonen CH-1. Las medidas forman parte de los registros del Centro Radiométrico Nacional operado por AEMET y tienen un alto nivel de calidad. Con objeto de validar la pertenencia de cada día a días nubosos, poco nubosos o con alta presencia de aerosoles, incluimos los valores de la nubosidad en octavos a las 13 horas medida en el observatorio de Madrid-Retiro para caracterizar la nubosidad en la parte central del día y consideraremos, también, el valor del Índice de Aerosoles (Aerosol Index o AI) estimado por el mismo instrumento que mide el valor del TOC a bordo del satélite.

Aunque se han realizado en el pasado diferentes ejercicios de validación de datos de TOC medidos por satélite utilizando los instrumentos Brewer e.g. Anton et al., 2008; 2009a; 2009b, este método presenta una novedad sobre dichos análisis al permitir discriminar bajo ciertas condiciones los días de atmósfera clara, los días de atmósfera turbia, y los días nubosos. Se sabe que los días nubosos son un problema grave para la medida precisa de las

concentraciones de ozono a partir de instrumentos basados en satélite (Koelemeijer and Stammes, 1999), (Liu et al., 2004). Otros estudios reflejan que los aerosoles troposféricos o estratosféricos reducen la precisión de las estimaciones de TOC mediante instrumentos en satélites (Dave, 1978), (Torres and Barthia, 1999). Por ello, el método propuesto puede ser de gran utilidad para estimar el efecto de estos dos factores y para obtener una idea de la precisión de la medida del TOC a partir de los instrumentos a bordo de satélites.

La técnica matemática para realizar la clasificación automática de las series de radiación global, directa y difusa en tres grupos diferenciados es el análisis de grupos (cluster análisis). Detalles de dicha técnica se muestran entre otros en (Wilks, 2006). Se ha utilizado la técnica del vecino más lejano y distancia métrica euclidiana al cuadrado.

Existen varias referencias que relacionan la dependencia de las medidas del TOC mediante instrumentos basados en satélites y el ángulo solar cenital (SZA en inglés) (Balis et al., 2007), (McPeters, 2008), (Antón et al., 2008; 2009b). Para eliminar en lo posible esta dependencia, hemos elegido los meses en los que el sol está más alto en el horizonte sobre Madrid y aquellos en los que la nubosidad es menor y que corresponden de manera gruesa con los meses de verano: junio, julio y agosto. Además, en estos meses hay un muy elevado número de días en los que la medida del TOC en el Brewer se realiza mediante el método Direct Sun (DS).

Por tanto, consideramos solo los meses de junio, julio y agosto. Se trabajó con dos subgrupos de datos. Las variables son las mismas en cada subgrupo excepto que en el primero que comprende el periodo 1996 a 2001 el valor del Índice de Aerosoles corresponde al obtenido en los sobrevuelos del TOMS del Earth Probe, y que en el segundo grupo, que comprende el periodo entre 2006 y 2008, los valores del Índice de Aerosoles corresponden al sobrevuelo del

OMI sobre Madrid. Con el primer grupo se realizó el estudio comparativo del TOC medido por el EP TOMS y el Brewer de Madrid. Con el segundo se realizó la comparación entre el TOC medido por el OMI y el Brewer de Madrid. Para realizar la comparación con los datos del GOME, extendidos entre 1996 y 2008 y que consisten en medidas cada 3 ó 4 días sobre Madrid, se utilizó la caracterización obtenida en las dos grupos anteriores, asumiendo que esta sería coherente y que un día caracterizado como nuboso, despejado o con aerosoles sería muy similar en características en los dos grupos. En realidad las cinco variables son idénticas y solo el Índice de Aerosoles proviene de instrumentos diferentes.

Con objeto de obtener una clasificación más sólida y evitar que unas variables pudieran tener un peso muy diferente a las otras se procedió a trabajar con las desviaciones relativas (en porcentaje) de los promedios de las variables de radiación solar en el periodo 1996-2008. Con ello se aseguró que el rango de variación de los valores de dichas variables quedara más próximo a los de las otras variables. Los porcentajes oscilaban entre unas pocas decenas de unidades positivas o negativas, la nubosidad oscila entre 0 y 8 y el Índice de Aerosoles entre unas pocas unidades positivas o negativas.

Los métodos de clasificación utilizados fueron diferentes. En el primero grupo se obtuvo una buena clasificación con el método de agregación del vecino más lejano. En el conjunto de 2006 a 2008, se utilizó en cambio el método de Ward para obtener una clasificación con significado físico coherente y similar a la del otro grupo. Cada clasificación proporcionó cuatro grupos diferentes caracterizado por un centroide definido por el valor promedio de cada una de las cinco variables para cada grupo. Una síntesis de los siguientes resultados se puede encontrar en (Camacho et al, 2010)

4.7.1. Análisis datos EP-TOMS. Madrid 1996-2001

La clasificación se realizó sobre el periodo 1996-2001 y se forzaron cuatro grupos cuyas características se muestran en la Tabla 4.9. Sobre un total de 578 días de datos se obtiene una categorización en 207 días considerados como cielos “nubosos”, 24 días de cielos “muy nubosos”, 330 días de cielos “despejados o poco nubosos”, y 17 días “turbios” o de “alto contenido de aerosoles”. El grupo muy nuboso se caracteriza por sus valores muy bajos de radiación solar, sobre todo en radiación directa con una caída de -80,8%. En cambio, la radiación difusa muestra un valor 52% superior a lo normal. El valor promedio de nubosidad a las 13 horas es de 7,2 octavos de cielo cubierto. El grupo de cielos nubosos presenta valores ligeramente por debajo del promedio en radiación global, claramente por debajo en radiación directa y superiores en radiación difusa, confirmando el efecto de las nubes en dispersar la radiación solar. La nubosidad promedio a las 13 horas es de 4,5 octavos.

Grupo EP	N	RGLO%	RDIR%	RDIF%	TOT_13	A_I_TOMS
1 Nuboso	207	-10,56	-24,13	29,40	4,47	0,22
2 Muy nuboso	24	-48,16	-80,79	52,74	7,21	0,95
3 Despejado	330	8,38	22,08	-28,49	0,81	0,57
4 Aerosoles	17	-12,39	-39,35	58,34	5,12	1,92

Tabla 4.9 Posición de los centroides de las categorías obtenidas en el análisis de grupos basado en los valores de desviación relativa sobre el promedio de la radiación solar global, directa y difusa para el periodo de junio, julio y agosto entre 1996 y 2001 registrado en el Centro Radiométrico Nacional en Madrid expresado en porcentajes, nubosidad en octavos medida en Madrid Retiro e Índice de Aerosoles medido en el sobrevuelo del Earth Probe TOMS sobre Madrid. n indica el número de miembros de cada grupo. Método de agrupación: Vecino más lejano. Distancia Euclídea al cuadrado.

En cambio, los cielos despejados muestran valores ligeramente superiores de radiación global, claramente superiores de radiación directa: un 22% por encima de lo normal y claramente inferiores: -28,5% en radiación difusa. El promedio de nubosidad a las 13 horas es de 0,8 octavos. Los casos de días “turbios” o de “alto contenido de aerosoles” muestran como principales características el importante aumento en radiación difusa: 58,3% sobre el promedio y un Índice de Aerosoles promedio cercano a 2. La nubosidad promedio es también notable: 5,1 octavos.

El significado físico de cada uno de los valores puede verse a través de los diagramas de dispersión de las variables viendo como se agrupan los diferentes grupos. Tomando la radiación directa frente a la radiación difusa (Figura 4.11) observamos como los valores del grupo de días despejados se apiñan en la parte izquierda superior del diagrama. Los días nubosos se alinean en el centro y parte inferior derecha. Los días muy nubosos se agrupan en la parte baja del diagrama con valores muy bajos de radiación directa pero con mucha variabilidad en la radiación difusa. Esto se debe a que, dependiendo del espesor de las nubes, incluso la radiación difusa puede verse muy atenuada y llegar a tierra en pequeña cantidad. La distribución de los valores de los aerosoles es más compleja y para interpretarla utilizaremos otro diagrama de dispersión.

En la Figura 4.12 representamos en ordenadas el valor del Índice de Aerosoles del EP TOMS sobre Madrid y el abscisas el valor de la nubosidad en octavos observada en Madrid Retiro a las 13 horas TMG. Se observa como, en efecto, los días despejados corresponden a días con poca nubosidad a esta hora, los días nubosos y sobre todo los muy nubosos muestran nubosidad en valores crecientes.

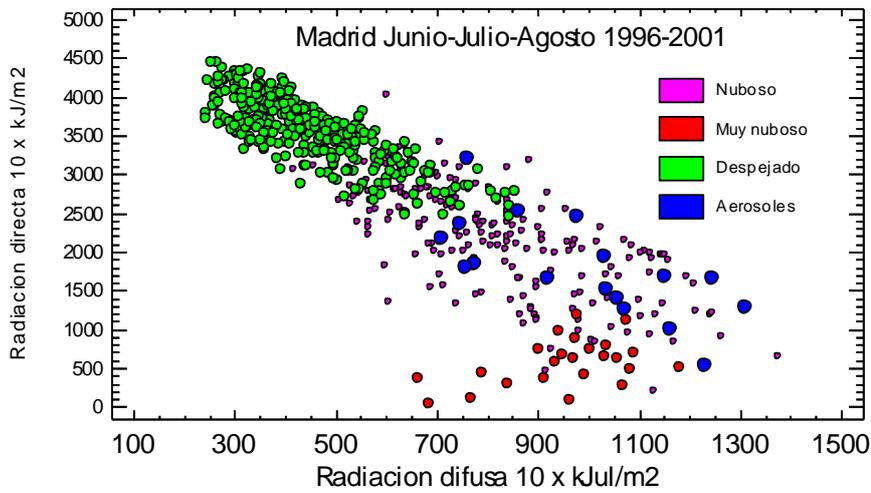


Figura 4.11. Radiación solar directa vs radiación difusa sobre Madrid en junio, julio y agosto entre 1996 y 2001 de acuerdo a la clasificación de grupos basada en los valores diarios de radiación solar global, directa y difusa, nubosidad a las 13 horas e índice de aerosoles del EP TOMS. Se agrupan en cuatro diferentes grupos: días nublados, muy nublados, despejados y con alto contenido de aerosoles.

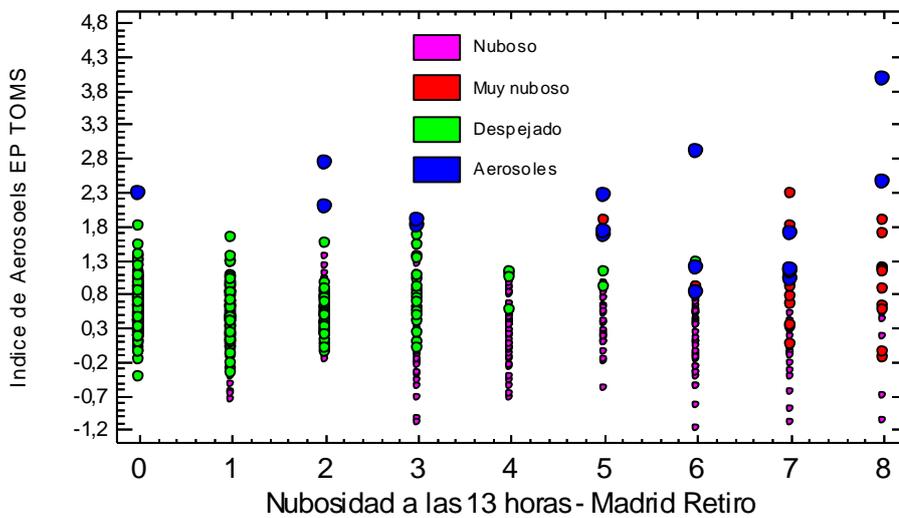


Figura 4.12. Índice de Aerosoles vs Nubosidad a las 13 horas TMG sobre Madrid Retiro en junio, julio y agosto entre 1996 y 2001 de acuerdo a la clasificación de grupos basada en los valores diarios de radiación solar global, directa y difusa, nubosidad a las 13 horas e índice de aerosoles del EP TOMS. Se agrupan en cuatro diferentes grupos: días nublados, muy nublados, despejados y con alto contenido de aerosoles.

Los valores del grupo “aerosoles” muestran gran variabilidad en sus valores de nubosidad pero todos están en la cima de sus respectivas columnas indicando valores altos de índice de aerosoles sin excepción. Por ello, puede ser que falte algún día de contenido importante de aerosoles en el grupo, pero todos los que están son días con elevado contenido de aerosoles en el aire sobre Madrid.

Otro análisis lineal, pero esta vez sobre los datos de TOC medidos mediante el TOMS a bordo del Earth Probe (EP TOMS) sobre Madrid y los medidos por el Brewer de Madrid se realiza a continuación. Este análisis se realiza para el conjunto completo de datos y para cada uno de los subgrupos de manera individualizada. Los parámetros resultantes de este ajuste y de la comparación directa de datos entre ambas variables nos permiten evaluar la calidad del dato de TOC medido mediante instrumentos a bordo de los satélites, sus errores sistemáticos y el impacto de las nubes y aerosoles en dichas medidas.

Los parámetros evaluados son la pendiente y la ordenada en el origen del ajuste lineal con sus correspondientes errores, el coeficiente de correlación al cuadrado R^2 , error de la desviación media (MBE) y el error de la desviación absoluta media (MAE). La incertidumbre asociada a estos dos últimos parámetros vendrá expresada por su desviación estándar.

Al realizar el ajuste lineal para el grupo 2 (días claros), se ha encontrado que la pareja de datos del 16 de junio de 2001 se comportaba de manera extraña ya que existían más de 30 UD de diferencia sin motivo aparente por lo que se procedió a eliminar dicho dato. Se ha procedido también a eliminar aquellos datos en los que el valor del TOC medido por el Brewer era resultado de una medida cenital (ZS). Solo se han tenido en cuenta los valores de TOC medidos a sol

Directo (DS). Los resultados de las comparaciones EP TOMS y Brewer para Madrid 1996-2001 se muestran en la Tabla 4.10

Datos/EP	N	Ord (UD)	Pendiente	R ²	MBE (%)	MABE (%)
C1 Nuboso	163	28,3±11.4	0.91±0.04	0.80	-0.50 ± 2.53	1,91 ± 1.72
C2 Muy nuboso	17	87.3±46.7	0.71±0.15	0.61	-2.15 ± 4.97	4.63 ± 2.63
C3 Despejado	273	14,5±6.2	0.95±0.02	0.89	-0.61 ± 1.44	1.20 ± 1.00
C4 Aerosoles	11	74,6±31.8	0.75±0.10	0.85	-0.65 ± 2.50	1.57 ± 1.99
Todos	464	28.1±6.1	0.90± 0.02	0.83	-0.63 ± 2.13	1.58 ± 1.55

Tabla 4.10. Parámetros obtenidos en el análisis de correlación entre las medidas de TOC procedentes de EP-TOMS y Brewer en Madrid. Periodo 1996-2001. N es el número de parejas de datos. Ordenada en unidades Dobson y pendiente (adimensional), coeficiente de correlación al cuadrado R², MBE, MABE y sus correspondientes desviaciones estándar.

El grupo con mejores indicadores es el tercero (días claros) con errores inferiores en los parámetros del ajuste lineal, un R² de 0,89 y valores de MABE de 1,2% +/- 1,0%. El grupo 4 correspondiente a los días con contenido de aerosoles tiene un R² de 0,85 y los valores de la pendiente y la ordenada en el origen se alejan de 1 y 0 respectivamente. Sin embargo el MABE es inferior al de los días nubosos. El grupo 1 tiene un correlación inferior: 0,80 pero no se aleja, tiene valores de MBE inferior y los parámetros de pendiente y de ordenada en el origen no se alejan tanto de 1 y 0. Por último, el caso de cielos muy nubosos es el que presenta peores valores. Estos resultados concuerdan con estudios que muestran como la dispersión y absorción de la luz solar ultravioleta por parte de los aerosoles pueden modificar como se distribuye dicha radiación afectando a la medida del TOC desde satélite (Dave, 1978), (Torres and Barthia, 1999).

Los errores que se producen en condiciones de nubosidad pueden deberse a que, bajo estas condiciones, el algoritmo de recuperación de la versión V8 del dato de ozono de EP TOMS estima el total de ozono por debajo de la cima de la nube (McPeters et al., 1998), lo que se conoce como la columna fantasma, evaluándola a partir de una climatología del ozono y de la temperatura IR de la cima de la nube, generando suficiente incertidumbre en la recuperación del TOC (Lamsal et al., 2007).

De todo ello podemos deducir que las medidas del EP TOMS en condiciones de cielos con nubosidad aumentan en incertidumbre en cuanto a su calidad por comparación con los cielos despejados. Aún con cielos despejados, la presencia de turbiedad en la atmósfera, probablemente debida a la presencia de aerosoles, hace que la calidad de la medida de TOC disminuya. Sin embargo, los errores obtenidos en los días con alta presencia de aerosoles son inferiores a los que se observaron al utilizar datos obtenidos con versiones antiguas del algoritmo de recuperación del TOC.

Para visualizar estos hechos, mostramos una representación de los ajustes lineales entre el TOC medido por el EP TOMS y el Brewer sobre Madrid en el periodo 1996-2001 (Figura 4.13). La línea negra muestra la posición de la recta de ajuste para el conjunto completo de datos y para cada uno de los grupos. Se aprecia como la dispersión más pequeña y la agrupación más nítida sobre la recta se produce en el grupo 3 (días despejados y claros), en la subfigura c. Dispersiones más importantes se producen en los grupos 1 y 4 (nubosos y aerosoles) representados en las subfiguras b y d.

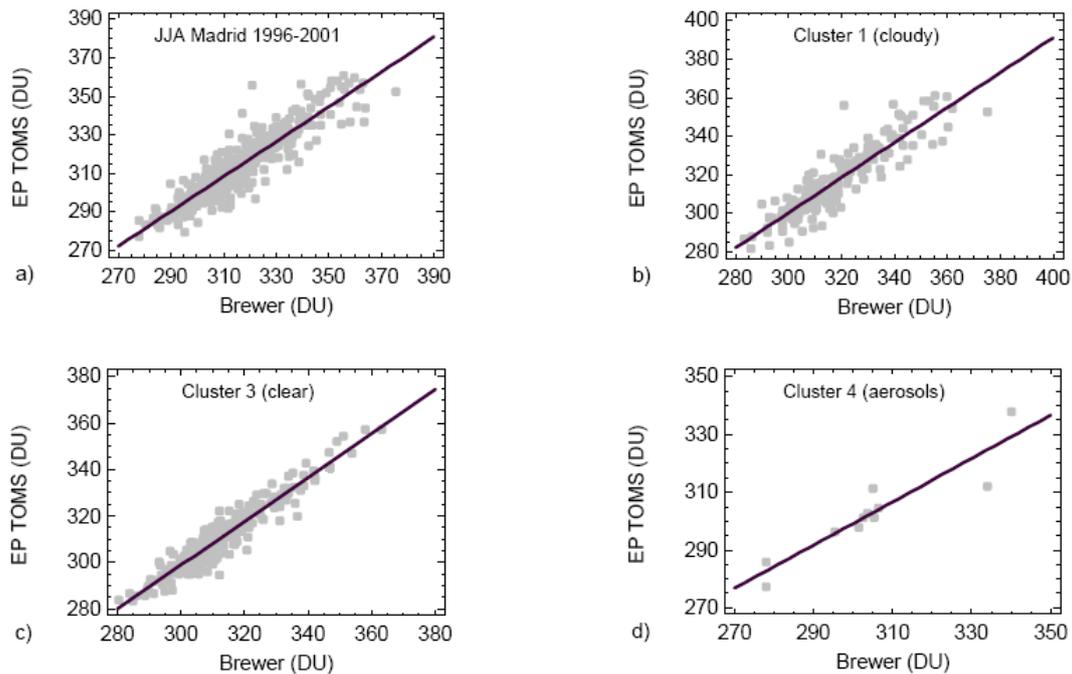


Figura 4.13. Diagrama de dispersión para las correlaciones lineales entre las medidas de TOC de EP-TOMS y Brewer sobre Madrid. Periodo 1996-2001. Meses de junio, julio y agosto. a) todos los datos, b) grupo 1 cielos nublados, c) grupo 3 cielos claros y d) grupo 4 días con alto contenido de aerosoles.

Por ello podemos concluir que la turbiedad atmosférica asociada a los aerosoles y la nubosidad sobre el centro de la Península es una causa que explica las mayores diferencias entre las observaciones del EP TOMS versión 8 y las del Brewer frente a los casos de cielos despejados.

4.7.2. OMI 2006-2008

Tomando el periodo en el que existen datos del OMI y utilizando el índice de aerosoles obtenido por este instrumento en vez del correspondiente al EP TOMS, con las mismas variables de desviación relativa del promedio de la radiación solar global, directa y difusa más la nubosidad observada a 13 horas en Madrid-Retiro, se obtuvieron cuatro cluster como en el caso anterior.

Como ya se indicó, se aplicó el criterio de Ward para agregar los datos en estos cuatro grupos y obtener una distribución similar. Otros tipos de agrupación daban lugar a clusters de tamaño muy reducido o muy grande.

Se dispuso de un total de 362 quintuplas de datos. Los resultados se muestran en la Tabla 4.11. Los grupos 1 y 3, cielos nubosos y despejados vuelven a ser los más numerosos. Los primeros muestran valores ligeramente inferiores al promedio en radiación directa, próximos al promedio en radiación global y un 20% superior en radiación difusa. El valor de la nubosidad observada a las 13 horas es de 3,2 octavos. Los cielos despejados muestran como características principales una radiación directa 25% superior al promedio, una radiación difusa 37% inferior y un promedio de nubosidad de 0,5 octavos.

Grupo OMI	N	RGLO%	RDIR%	RDIF%	TOT_13	A_I_OMI
1 Nuboso	131	0,29	-6,92	19,93	3,27	0,15
2 Muy nuboso	43	-34,46	-67,94	75,90	6,23	0,23
3 Despejado	176	9,96	25,31	-37,43	0,52	0,53
4 Aerosoles	12	-5,14	-11,58	20,75	2,50	2,19

Tabla 4.11 Posición de los centroides de las categorías obtenidas en el análisis de grupos basado en los valores de desviación relativa sobre el promedio de la radiación solar global, directa y difusa para el periodo de junio, julio y agosto entre 2005 y 2008 registrado en el Centro Radiométrico Nacional en Madrid expresado en porcentajes, nubosidad en octavos medida en Madrid Retiro e Índice de Aerosoles medido en el sobrevuelo del Earth Probe TOMS sobre Madrid. n indica el número de miembros de cada grupo. Método de agrupación: Ward. Distancia euclidiana al cuadrado.

El grupo 2, cielos muy nubosos, muestra un descenso del 68% en la radiación directa y un incremento del 76% en la difusa, con un pérdida del 34% en radiación global. La nubosidad

promedio es de 6,2 octavos. Finalmente el grupo 4, aerosoles, muestra valores de radiación solar difusa superiores en un 21%, radiación solar directa y global inferiores al 12% y el 5% respectivamente respecto al promedio 1996-2008. El valor del índice de aerosoles es de 2,2 frente a los valores entre 0,1 y 0,5 de los otros grupos.

Por cuestiones de calidad del dato para la realización de comparaciones entre TOC medido por satélite e instrumentos basados en tierra, se ha rechazado el año 2005 de datos de Madrid porque no tiene calidad extrema. Se toma por tanto los meses de junio, julio y agosto entre 2006 y 2008 para comparar los pares de datos de TOC medidos por el OMI y por el Brewer sobre Madrid. Solo se encontraron 210 pares de datos válidos. Los resultados del análisis siguiendo los esquemas del apartado 4.7.1. se muestran en la Tabla 4.12.

Datos/OMI	N	Ord (UD)	Pendiente	R ²	MBE (%)	MABE (%)
C1 Nuboso	70	-7.8±9.3	1.00±0.03	0.95	-1.99±1.26	2.10±1.06
C2 Muy nuboso	23	-5.5±17.5	1.01±0.05	0.95	-0,48±1.65	1.50±0.78
C3 Despejado	113	13.4±5,9	0.94±0.02	0.96	-2.01±0,80	2.01±0.80
C4 Aerosoles	4	21.9±47.5	0.91±0.16	0.94	-1.46±0.70	1.46±0.70
Todos	210	-6.5±5.2	1.00± 0.02	0.95	-1.82±1.18	1.97±0.90

Tabla 4.12. Parámetros obtenidos en el análisis de correlación entre las medidas de TOC procedentes de OMI y Brewer en Madrid. Periodo 2006-2008. n es el número de parejas de datos. Ordenada en unidades Dobson y pendiente (adimensional), coeficiente de correlación al cuadrado R², MBE, MABE y sus correspondientes desviaciones estándar.

En este caso se ha encontrado una subestimación sistemática del 2% para condiciones de poca nubosidad y poca turbiedad atmosférica. El coeficiente de correlación al cuadrado es excepcionalmente bueno con un valor de 0,96. Adicionalmente se ve que MBE coincide en valor

absoluto con MABE indicando que todos los pares de valores son negativos y poniendo de manifiesto la poca dispersión existente en los valores de esas diferencias. En todas las categorías se observa que los parámetros de correlación y de estimación de errores son mejores en el caso del TOC estimado por OMI que en el caso del EP TOMS cuando lo comparamos con los datos de Brewer, aunque si miramos un dato aislado como el MBE del grupo de cielos despejados parezca indicar que subestima menos (solo el 0,8%). Los valores de los errores del MBE y del MABE son superiores para el TOMS llevando más incertidumbre la medida y, por tanto, menos calidad.

Por ello el incremento en la subestimación del ozono por el OMI en el caso de cielos despejados corresponde al comportamiento real de las diferencias entre las medidas del instrumento a bordo del satélite AURA y del instrumento situado en tierra ya que en estos pares de datos, la influencia de las nubes y de los aerosoles es mínima. Los resultados obtenidos están de acuerdo con lo hallado por (Antón et al., 2009b) el cual muestra que OMI subestima el valor del TOC de manera sistemática y que esta subestimación es mayor para condiciones de cielos despejados sobre la Península Ibérica. De esta manera el valor del MABE de $2,0\% \pm 0,8\%$ puede ser una buena estimación de la diferencia (bias) en condiciones de verano sobre la parte central de la Península Ibérica.

Respecto a los otros grupos es importante observar que todos ellos muestran buena correlación incluso en el caso de cielos muy nubosos con un valor de R^2 de 0,95 igual que en el caso de cielos nubosos. En el caso de días con presencia notable de aerosoles, este baja a 0,94 siendo aún notablemente alto. Hay que destacar que solo hay cuatro parejas de datos pero la relación es buena de acuerdo a dicho coeficiente y es estadísticamente significativa al nivel de confianza

del 95% al menos. En estos casos, OMI subestima la medida del TOC en un -1,5% con un error de +/- 0,7%. Para los días nublados, el valor del MBE y del MABE está establecido alrededor de -2,0 y 2,1% con una incertidumbre ligeramente superior a la de los casos de aerosoles.

La mejora de la estimación del TOC en el OMI en presencia de alta carga de aerosoles o de nubes en comparación con el TOC medido por el EP TOMS hay que achacarla al nuevo algoritmo TOMS V8.5 utilizado por el OMI que incluye una estimación del nivel de presión de la cima de la nube derivada de los datos del OMI con un algoritmo de Dispersión Ramán Rotacional (DRR) o Rotational Raman Scattering (RSS). Esta modificación respecto a la anteriormente operativa la hace más precisa sobre todo bajo condiciones nubladas (Yang et al., 2008). De todas formas, las diferencias entre el grupo 3 y 4 indican que todavía existe una influencia de la turbiedad debida a aerosoles en la medida del TOC mediante el OMI. En este caso, la subestimación del TOC es inferior en el caso de presencia de aerosoles que en el caso de cielos despejados o poco nublados. En ambos casos, MBE coincide con MABE por lo que existe una clara desviación con poca dispersión estadística. La incertidumbre del MABE es inferior al 1,1%, lo que indica la significación estadística de esta comparación entre medidas procedentes de instrumentos diferentes.

4.7.3. GOME

Finalmente realizamos el mismo tipo de análisis para los datos del GOME. Este conjunto de datos abarca desde 1996 a 2008 y no es homogéneo en el tiempo ya que solo tiene dato sobre Madrid cada 3 ó 4 días. No es posible por tanto utilizarlo para obtener información sobre la variabilidad temporal del TOC sobre el centro de la Península pero sí podemos compararlo con los datos de Brewer en los días en que coincide la disponibilidad de ambos datos con suficiente

calidad: sin problemas de calibración en el instrumento y medidas a sol directo (DS). En el periodo 1996-2008 encontramos 315 pares de datos GOME-Brewer para realizar nuestro análisis. Utilizamos la clasificación en los mismos grupos de radiación solar hallados en la sección 4.7.2 para analizar el OMI. Los resultados se muestran en la Tabla 4.13

Dataset/GOME	N	Ord (UD)	Pendiente	R ²	MBE (%)	MABE (%)
C1 Nuboso	105	53.0±11.7	0.83±0.04	0.83	-0.77±2.31	1.73±1.70
C2 Muy nuboso	20	72.0±26.4	0.77±0.08	0.83	-1.14±2.91	2.51±1.79
C3 Despejado	179	46.5±9.3	0.84±0.03	0.82	-0.63±1.68	1.41±1.10
C4 Aerosoles	11	26.4±21.4	0.92±0.07	0.95	+0.51±1.36	1.19±0.76
Todos	315	50.8±6.3	0.83±0.02	0.85	-0.67±2.00	1.58 ±1.40

Tabla 4.13. Parámetros obtenidos en el análisis de correlación entre las medidas de TOC procedentes de GOME y Brewer en Madrid. Periodo 1996-2008. N es el número de parejas de datos. Ordenada en unidades Dobson y pendiente (adimensional), coeficiente de correlación al cuadrado R², MBE, MABE y sus correspondientes desviaciones estándar

En este caso, la pendiente y los coeficientes de correlación para todos los datos disponibles son más pequeños que los obtenidos en la comparación Brewer-GOME en la Península Ibérica en (Antón et al., 2008a). Esto puede atribuirse a que en verano el rango dinámico de los datos es bastante más pequeño que en otras épocas del año en donde se producen grandes variaciones. De acuerdo a los datos mostrados en la Tabla 4.13, la subestimación mayor se produce en el cluster de cielos muy nubosos (-1,14%) frente al -0,77% de los cielos nubosos o al -0,63% de cielos despejados respectivamente. El MABE para cielos muy nubosos presenta los valores más altos: 2,51% afectando estas condiciones a la medición del TOC mediante el GOME. Para cielos

despejados (grupo 3), los indicadores son solo ligeramente mejores o iguales que para cielos nubosos (grupo 1) aunque MBE y MABE son más pequeños en este último grupo. Este resultado confirma el correcto funcionamiento del tratamiento de nubes en la recuperación de datos GOME mediante GDP 4.4. El proceso GDP 4.x incluye dos algoritmos para la determinación de las propiedades de las nubes a partir de las medidas de GOME (Loyola, 2007). El algoritmo OCRA utiliza técnicas de fusión de datos para obtener la fracción de nubes a partir de las medidas PMD a nivel de sub-píxel, mientras que el algoritmo ROCINN deriva la altura de la cima de las nubes y el albedo a este nivel a partir de la reflectividad en y alrededor de la banda A del oxígeno en 760 nm.

Hay que destacar el comportamiento del grupo 4 correspondiente a los casos con alto contenido de aerosoles. Estos resultados muestran que GOME sobreestima el TOC en promedio un 0,51% (en los otros grupos se produce subestimación) en condiciones de cielos turbios. Sin embargo, el valor del MABE: 1,2% es el más pequeño de todos los grupos. También es destacable que el coeficiente R^2 es muy elevado: 0,95 al nivel de las comparaciones OMI-Brewer. Estos buenos resultados sugieren que el algoritmo de recuperación de datos TOC del GOME está poco afectado por las condiciones de aerosoles.

Se observa que en otros estudios de comparación de datos de GOME y de Brewer sobre la Península Ibérica (Anton et al., 2008) los coeficientes de correlación y los errores utilizando todos los datos del año son peores que los obtenidos en este estudio. Esto también puede explicarse porque en verano el rango dinámico de valores de TOC es más pequeño minimizando los errores.

4.8 CONCLUSIONES

En este capítulo hemos procedido a evaluar las diferencias sistemáticas entre los TOC obtenidos mediante diferentes instrumentos a bordo de satélites o en tierra. La primera conclusión es que los datos de satélite procedentes de las series de sobrevuelos ofrecidas por la NASA son suficientemente representativos del entorno espacial del observatorio nominal al que se atribuyen.

La mejora de la calidad de los datos entre la versión 7 y la 8 del algoritmo de recuperación del TOC para el TOMS es sobretodo patente en el caso de Madrid y en verano. Esta mejora se atribuye al tratamiento mejorado de los aerosoles y elimina un efecto falso de mínimo estacional veraniego en el centro de la Península Ibérica.

Pasando a las comparaciones simples vemos que en el corto periodo de tiempo en que coexistieron las medidas del TOMS del Nimbus 7 y el Brewer en el periodo de enero a abril de 1993, los primeros exceden a estos en 2,2 UD en promedio representando un 0,69% en promedio su desviación y un 1,87% su desviación absoluta.

La comparación directa de los valores de TOC medidos por el EP TOMS y el Brewer sobre Madrid muestran que estas son más importantes en términos absolutos y relativos entre noviembre y marzo con valores de MABE entre 2,5 y 3,5% midiendo sensiblemente menos el EP TOMS. Junio y julio presentan los valores más bajos de MABE alrededor del 1,6%. Esta distribución puede explicarse bien por un menor error instrumental cuando el ángulo solar cenital es menor (el sol está más alto) o bien porque el rango dinámico de las medidas es inferior en verano. También podría ser efecto de la nubosidad. Se verá más adelante como cuantificar este

efecto. En el ajuste lineal entre ambos pares de datos, el coeficiente de correlación al cuadrado R^2 está próximo o supera el valor 0,90 desde octubre a mayo cayendo en los meses de verano incluso hasta un 0,69 por lo que es preciso realizar un estudio específico sobre este hecho.

En el caso de los sobrevuelos de Murcia del EP-TOMS y su comparación con el Brewer las diferencias son ligeramente inferiores a Madrid y muestran un comportamiento estacional similar al de Madrid en cuanto a que los máximos se producen en diciembre aunque los mínimos se trasladan a agosto-septiembre. El MABE en verano tiene valores entre 1,3 y 1,4%. Las correlaciones entre los pares de datos vuelven a ser peores en verano pero son mejores que las obtenidas en Madrid. Por tanto el problema en la evaluación del TOC en verano es más acusado en el centro de la Península que en su periferia mediterránea. El efecto de los aerosoles debe de ser cuantificado

Los errores en términos relativos abarcan desde los -2,9% hasta -0,2 % en Madrid a valores ligeramente más pequeños en términos absolutos en Murcia pero siempre negativos. Estos errores son similares a los hallados en otros estudios realizados en condiciones muy controladas.

De acuerdo con otras fuentes, las diferencias superiores en invierno pueden atribuirse al mayor ángulo solar cenital (SZA) con que se realizan las medidas en esa época, al menos parcialmente. Sin embargo los coeficientes de correlación entre ambos pares de medidas entre enero y abril son más elevados que en otras épocas del año

En el caso de las diferencias absolutas y relativas entre el TOC medido por el OMI y por el Brewer en Madrid se observa que las diferencias mayores se producen en noviembre con -13,1

UD (-4,5% relativo a los valores Brewer) seguido de enero con un -11,2 UD y un -3,6% y las mínimas se producen en junio -6,2 UD (-1,9%). En las diferencias no aparece un patrón estacional tan claro como en el caso del Earth Probe. Para avalar esta idea, se comprueba que en el caso de Murcia las diferencias mayores se producen en abril con -9,1 UD en valores absolutos y -2,6% en valores relativos. Sin embargo, enero tiene una diferencia de -2,7% en valor relativo. Las diferencias más pequeñas se producen en agosto con -4,6 UD en términos absolutos y -1,5% en términos relativos. No se aprecia un patrón estacional claro. Se ha utilizado los promedios de Brewer entre enero 2003 y agosto 2008 como referencia para Murcia.

Las subestimaciones del valor del TOC medido por el OMI respecto a los del Brewer son bastante más importantes en Madrid. Al contrario que en el caso del Earth Probe, no se aprecia un claro patrón estacional. La subestimación del OMI es similar a la del EP en el caso de Murcia. El caso singular de las importantes subestimaciones en Madrid en noviembre se debe a que existen 9 valores en los cuales la diferencia es inferior a -25 UD incluyendo uno de -42 UD.

Para estudiar en detalle los efectos de la nubosidad y los aerosoles en el periodo de verano (meses de junio, julio y agosto) sobre Madrid se ha utilizado con éxito un procedimiento de clasificación automática basado en análisis de conglomerados sobre los datos de radiación solar global, directa y difusa correspondientes al Centro Radiométrico Nacional, la observación de nubosidad de las 13 horas TMG en Madrid-Retiro y el Índice de Aerosoles correspondiente a los sobrevuelos del EP TOMS y del OMI sobre Madrid. Este ha permitido separar cuatro categorías de días atendiendo a sus características de nubosidad o de presencia de alto contenido de aerosoles: días despejados, días nubosos, días muy nubosos o días turbios con alto contenido de aerosoles. Se han realizado los análisis para cada tipo por separado a fin de cuantificar el

efecto de la nubosidad y aerosoles sobre los instrumentos de medida de TOC siguientes: TOMS del satélite Earth Probe, OMI en el AURA y GOME-2 en el ERS-2.

De acuerdo a esta clasificación podemos concluir que las medidas del EP TOMS se ven afectadas de manera significativa por la nubosidad sugiriendo que es necesario realizar ajustes ulteriores al algoritmo de recuperación del ozono en presencia de nubes. En los días despejados se obtiene un ajuste lineal con un R^2 de 0,89 y valores de MBE de 1,2% +/- 1,0%. En cambio los días con aerosoles se tiene un R^2 de 0,85, los valores de la pendiente se alejan significativamente de la unidad y el MABE tiene elevada incertidumbre sugiriendo que el ajuste tiene calidad netamente inferior al del caso de los días despejados. Estos resultados concuerdan con estudios que muestran como la dispersión y absorción de la luz solar ultravioleta por parte de los aerosoles pueden modificar como se distribuye dicha radiación afectando a la medida del TOC desde satélite.

Los errores que se producen en condiciones de nubosidad pueden deberse a que bajo estas condiciones, el algoritmo de recuperación de la versión V8 del dato de ozono de EP TOMS estima el total de ozono por debajo de la cima de la nube, lo que se conoce como la columna fantasma, evaluándola a partir de una climatología del ozono y de la temperatura IR de la cima de la nube, generando suficientes incertidumbres en la recuperación del TOC.

Siguiendo esta clasificación se aprecia que los datos del OMI en verano tienen unas correlaciones muy elevadas con los de Brewer, y que la categoría de cielos claros llega al 0,96 con un MBE igual al MABE de -2,0% con desviación estándar de 0,8%, concluyendo que estos valores, en ausencia de nubosidad o presencia importante de aerosoles, pueden ser

considerados como el nivel de error de la medida del OMI en condiciones de verano en latitudes medias.

Aún siendo buenos los diferentes estadísticos, se aprecia que en presencia de aerosoles existe un ligero aumento en la incertidumbre en la medida. En el caso de cielos nubosos el valor del MBE y del MABE está establecido alrededor de -2,0 y 2,1% con una incertidumbre ligeramente superior a la de los casos de aerosoles.

La mejora de la estimación del TOC en el OMI en presencia de alta carga de aerosoles o de nubes en comparación con el TOC medido por el EP TOMS hay que achacarla al nuevo algoritmo TOMS V8.5 utilizado por el OMI que incluye una estimación del nivel de presión de la cima de la nube derivada de los datos del OMI con un algoritmo de Dispersión Ramán Rotacional (DRR) o Rotational Raman Scattering (RSS).

Finalmente se observa en las comparaciones del GOME siguiendo los esquemas de clasificación anteriores valores de correlación inferiores a los del OMI, incertidumbres parecidas o superiores y errores relativos inferiores. En este caso la correlación es también mejor en el grupo de días nubosos, si bien subestima las medidas un poco más que en los días claros. Los peores resultados con diferencia, MBE = -1,19% y MABE= 1,90% se obtienen en los días turbios con errores superiores a los del OMI para el mismo grupo. Aún cuando el tratamiento de la nubosidad en la recuperación de los datos de TOC parece adecuado parece necesario mejorar el aspecto de tratamiento de los aerosoles en esta serie de datos.

En el caso del GOME los resultados son mejores que en anteriores estudios realizados con todas las estaciones porque en verano el rango dinámico de los datos es bastante más pequeño que en otras épocas del año, en donde se producen grandes variaciones.

Los resultados para cielos nublados o despejados son bastante parecidos aunque inferiores a las categorías del OMI. Esta igualdad confirma el correcto funcionamiento del tratamiento de nubes en la recuperación de datos GOME mediante GDP 4.4.

Hay que destacar el comportamiento del grupo correspondiente a los casos con alto contenido de aerosoles. Estos resultados muestran que GOME sobreestima el TOC en promedio un 0,51% (en los otros grupos se produce subestimación) en condiciones de cielos turbios. Sin embargo, el valor del MABE: 1,2% es el más pequeño de todos los grupos. También es destacable que el coeficiente R^2 es muy elevado: 0,95 al nivel de las comparaciones OMI-Brewer. Estos buenos resultados sugieren que el algoritmo de recuperación de datos TOC del GOME está poco afectado por las condiciones de aerosoles.

5 ANÁLISIS BÁSICO DE SERIES INDIVIDUALES. TENDENCIAS.

En este capítulo se va a proceder a un análisis estadístico básico de los diferentes conjuntos de datos de Total de Ozono en Columna sobre la Península Ibérica. Se tendrán en cuenta diferentes escalas temporales para caracterizar la variabilidad diaria, quincenal, mensual y anual. El estudio básico incluye la obtención de los estadísticos básicos como promedios, medianas, varianza y desviación estándar. También se va a analizar cómo se ajusta el conjunto de datos a distribuciones de diferentes tipos para explicar su comportamiento y su variación a lo largo del tiempo. Finalmente, con la serie más larga, la del TOMS del Nimbus-7, se va a realizar un estudio de tendencias.

5.1 ANÁLISIS COMPARATIVO DE VALORES ANUALES. AJUSTE DISTRIBUCIÓN VALORES DIARIOS

La Península Ibérica puede ser asimilada a un polígono irregular en el cual las distancias internas varían entre 800 y 1200 km. En un área relativamente pequeña disponemos de diferentes series de datos. En el caso de las observaciones por satélites, disponemos de cinco series de sobrevuelos representando el norte (Mont Louis), el sur (El Arenosillo), las fachadas atlántica (Lisboa) y mediterránea (Murcia), y el centro de la Península (Madrid). Disponemos de dos periodos de observaciones a cargo de instrumentos TOMS a bordo del Nimbus-7 en el periodo desde noviembre de 1978 a mayo de 1993, y a bordo del Earth Probe desde julio de 1996 hasta diciembre de 2001. Un tercer conjunto de datos es el observado mediante el OMI a bordo del satélite AURA. Solo se van a utilizar los sobrevuelos de Madrid y Murcia. Las series de Brewer de Madrid y de Murcia proporcionaran otra importante fuente de información. La de

Madrid comienza en enero de 1993 hasta diciembre de 2002 y se reanuda en enero de 2005 hasta junio de 2008. La serie de Murcia comienza en enero de 1996 hasta agosto de 2008.

Comenzando con los datos de sobrevuelos, los valores de TOC están expresados en Unidades Dobson (1 UD = 1 m atm cm, o $2,69 \times 10^{16}$ cm⁻²). El emplazamiento de Mont Louis está situado en los Pirineos franceses pero a muy pocos kilómetros de la frontera española. Este emplazamiento está situado a 1 650 metros de altitud por lo que habrá que tener en cuenta un déficit sistemático de ozono respecto a emplazamientos situados a nivel del mar. De manera menos acusada, pero también notable, habrá que tenerlo presente al evaluar los datos de Madrid a 690 metros sobre el nivel del mar. Los otros tres emplazamientos están próximos al nivel del mar. En la elaboración de los datos de los sobrevuelos se ha utilizado un modelo digital del terreno de 0.5 x 0.5 grados de latitud convirtiéndose dichos datos en unidades de presión utilizando la Atmósfera Estándar USA. Como las medidas no están corregidas al nivel del mar, hay que tener en cuenta el efecto de la altitud en las series de Madrid y Mont Louis ya que sistemáticamente van a medir menos ozono total. Para el caso de Madrid, la corrección puede estimarse en unas 2-3 Unidades Dobson y para Mont Louis, por estar más elevado y a mayor latitud, que puede estimarse en unas 6 UD de acuerdo al procedimiento descrito en (Cuevas et al., 2001).

Un análisis inicial de alguno de estos conjuntos de datos está realizado en (Gómez et al., 2005) y está sintetizado en (Camacho, 2005). El estudio que aquí se presenta es bastante más amplio, aplica nuevas técnicas estadísticas, y avanza significativamente en la explicación de los hechos. El primer estudio realizado sobre los aproximadamente 5220 valores diarios de TOC para cada sobrevuelo del TOMS N7 se muestra en la Tabla 5.1. Se muestra el promedio, la desviación

típica, los valores del cuartil inferior y superior, el valor mínimo absoluto y el valor máximo absoluto para cada una de las series de datos correspondientes a cada sobrevuelo.

Nimbus-7 (1978-93)	Murcia	Madrid	Lisboa	Mont Louis	Arenosillo
Promedio	320.0	320.9	321.5	325.1	318.9
Mediana	314.6	314.8	317.0	319.5	313.9
Desviación estándar	35.7	38.7	36.6	41.9	34.6
Error estándar	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5
Mínimo absoluto	230.8	213.6	210.7	215.0	229.7
Máximo absoluto	473.3	482.1	499.1	485.0	463.6
Primer cuartil	295.7	294.1	296.2	295.5	296.0
Tercer cuartil	340.0	343.6	344.0	351.2	338.8

Tabla 5.1 Valores estadísticos de las series de TOC de los sobrevuelos del TOMS Nimbus 7 versión 8.

Para comparar los valores estadísticos obtenidos entre latitudes medias y subtropicales, la mediana en Izaña, en la isla de Tenerife a 28 °N y 2300 metros de altitud, vale 295,8 UD, la media 298,1 UD y la desviación típica solo 22,9 UD. Se puede observar que en las estaciones con latitud mayor: Mont Louis y Madrid, los valores de la media y la mediana son mayores pero también la variación de dichos valores, expresado mediante la varianza y la desviación típica. Las diferencias entre media y mediana son significativas, todas ellas entre 5 y 6 UD, este hecho se explicará con más detalle más adelante. El caso de Izaña con valores de varianza y desviación típica del orden de la mitad de los otros muestra el comportamiento del ozono en áreas subtropicales. La diferencia entre media y mediana es más pequeña también.

Una manera gráfica de comparar la posición de los valores centrales y su dispersión es utilizar un diagrama conjunto de cajas y bigotes (box and whiskers) en el cual una caja limitada por los valores del primer y tercer cuartil, con una muesca en medio para indicar el valor de la mediana y una estrella roja para indicar el valor de la media, nos sintetiza los valores de la Tabla 5.1. No hemos representado Izaña por no sobrecargar la figura. Las extensiones mediante una línea a izquierda y derecha de la caja, muestran el intervalo de más menos 1,5 veces el rango intercuartílico. Fuera de ese intervalo, el valor se considera como un “outlier” o no perteneciente a la distribución. La Figura 5.1, ordenando de arriba abajo los emplazamientos de mayor a menor latitud, muestra como el promedio de ozono es mayor a mayor latitud. Muestra también la mayor dispersión de valores a latitudes superiores. El promedio de Madrid es ligeramente inferior al de Lisboa a pesar de estar a mayor latitud pero se debe al déficit de 2-3 UD debido a su altitud. Destacan los valores inferiores al nivel de agujero de ozono (220 Unidades Dobson) de Madrid y Lisboa que corresponden al 12 de noviembre de 1992, siendo el único evento ocurrido en ese periodo.

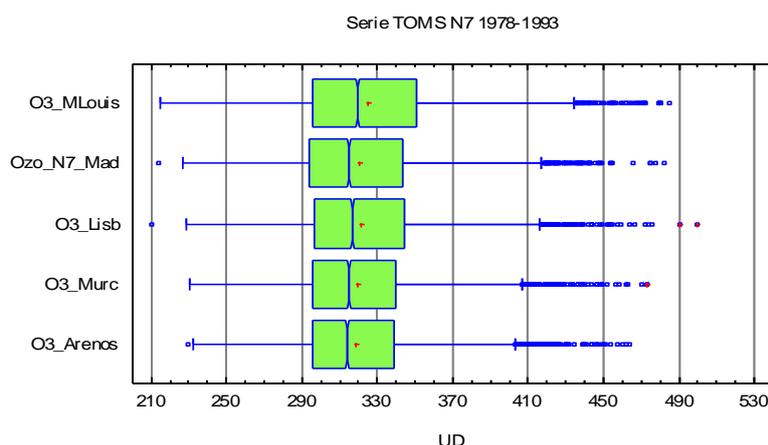


Fig 5.1. Diagrama conjunto de cajas y bigotes para los sobrevuelos del TOMS N7. Periodo 1978-1993. Mont-Louis, Madrid, Lisboa, Murcia y El Arenosillo, de arriba abajo. Fuente de datos original: NASA

Tomando como ejemplo los datos de Madrid, e indicando que dichos datos no se ajustan a una distribución normal con un nivel de confianza del 99% según el test chi-cuadrado y el de Kolmogorov-Smirnoff, se muestra en la Figura 5.2 el histograma de frecuencias catalogado en intervalos de 5 UD. Se puede apreciar como la distribución tiene un importante pico, a la izquierda de la media de la distribución normal y una cola larga a la derecha, por ello existe una importante acumulación de valores por debajo de la media. Por ello, la mediana es claramente inferior a la media tal y como aparece en la Tabla 5.1.

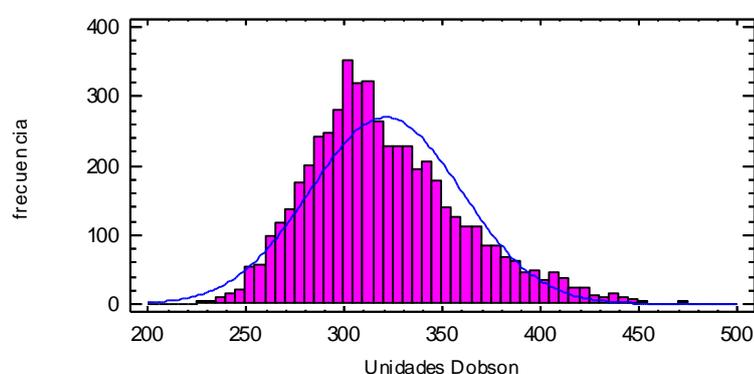


Figura 5.2 Histograma valores TOC diarios para Madrid. TOMS del NIMBUS-7. 1978 a 1993. Se superpone curva de distribución normal.

A continuación realizamos el mismo estudio pero para la serie del TOMS Earth Probe entre 1996 y 2001. En la Tabla 5.2 se muestran los valores del número de datos de cada serie, el promedio, la mediana, la varianza, la desviación estándar, el error estándar, el mínimo y el máximo absoluto, y los valores del primer y tercer cuartil. Se observa como las diferencias entre media y mediana no son tan grandes como en la serie N7. La desviación estándar es ligeramente inferior y el error estándar ligeramente superior.

EP 1996-2001	Murcia	Madrid	Lisboa	Mont Louis	Arenosillo
Número de valores	1941	1948	1944	1948	1932
Promedio	308,6	309,3	311,2	310,9	308,9
Mediana	305,2	305,8	307,7	308,5	305,8
Varianza	914,2	1149,0	1062,1	1286,2	905,4
Desviación estándar	30,2	33,9	32,6	35,9	30,1
Error estándar	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7
Mínimo absoluto	222,8	212,7	226,2	200,8	226,0
Máximo absoluto	489,0	493,6	456,2	512,7	453,2
Primer cuartil	290,0	288,0	290,5	287,7	289,6
Tercer cuartil	324,8	327,5	328,8	331,0	325,1

Tabla 5.2 Valores estadísticos de las series de TOC de los sobrevuelos del TOMS Earth Probe versión 8 entre 1996 y 2001.

Quizás el hecho más llamativo es la clara disminución de los valores superiores del tercer cuartil y la reducción del rango intercuartílico. Los valores superiores por ejemplo a 440 UD son mucho más escasos, pero también hay que considerar que solo se dispone de cinco años de datos frente a los casi 16 de la serie Nimbus-7. Todo esto es visible comparando la Figura 5.1 con la nueva figura de cajas y bigotes para el EP TOMS en la Figura 5.3 en la que se representa combinadamente los valores de los cinco observatorios con los estadísticos citados. Comparando observatorios se ve como el efecto de latitud se mantiene, y también que Madrid registra menos TOC que Lisboa debido a la altitud. Eventos de mini-agujero de ozono se produjeron en Madrid el 6 de enero de 1999 con 212,7 UD y el 28 de noviembre de 2000 en Mont Louis con 200,8 UD.

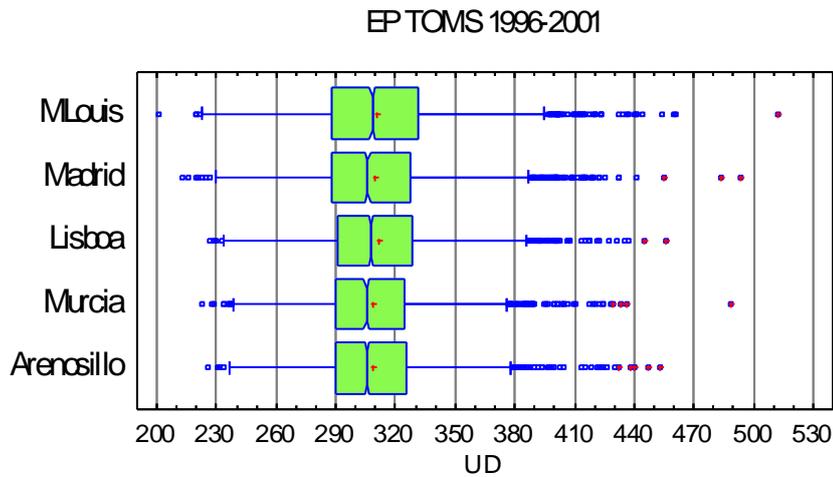


Fig 5.3. Diagrama conjunto de cajas y bigotes para los sobrevuelos del TOMS EP. Periodo 1996-2001. Mont Louis, Madrid, Lisboa, Murcia y El Arenosillo de arriba abajo. Fuente de datos original. NASA.

Se procede a realizar pruebas de ajuste de los datos del EP TOMS a diferentes tipos de distribución tal y como se muestra en la figura 5.4

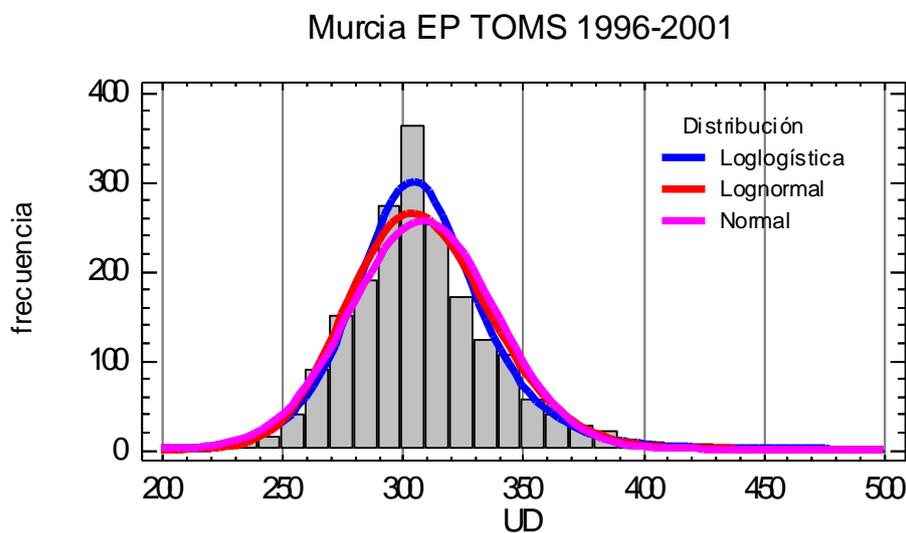


Fig 5.4. Ajuste de distribución serie Earth Probe de Murcia 1996-2001. Se ha obtenido ajuste al 95% de nivel de confianza para una distribución Loglogística.

Para las cinco series es posible admitir dentro de un intervalo de confianza del 95% que las series provienen de una distribución log-logística tras superar los test de Kolmogorov-Smirnov y Anderson-Darling. Tomando el mismo periodo para valores de Brewer no se obtiene ajuste a ninguna distribución. Tomando la serie de sobrevuelos sobre Madrid y Murcia del OMI entre septiembre de 2004 y diciembre de 2008 obtenemos los resúmenes estadísticos que se muestran en la Tabla 5.3. Se observa como los valores centrales son muy similares pero la dispersión de estos caracterizada por la varianza, la desviación, o el error estándar, es superior en Madrid. No se ha obtenido ajuste estadístico con ninguna distribución de probabilidad de las ensayadas anteriormente (Ver Figura 5.5). No hay registro de ningún evento de mini-agujero de ozono en ese periodo.

Sobrevuelos OMI 2004-2008	Madrid	Murcia
Recuento	1509	1508
Promedio (UD)	311,2	311,8
Mediana (UD)	306,3	306,9
Varianza (UD)	1107,4	934,8
Desviación Estándar (UD)	33,3	30,6
Error Estándar (UD)	0,86	0,79
Mínimo (UD)	232,2	238,4
Máximo (UD)	443,22	438,94
Rango (UD)	211,06	200,51
Cuartil Inferior (UD)	290,07	291,615
Cuartil Superior (UD)	330,59	329,145

Tabla 5.3. Valores estadísticos para sobrevuelos sobre Madrid y Murcia del OMI-AURA entre 2005 y 2008

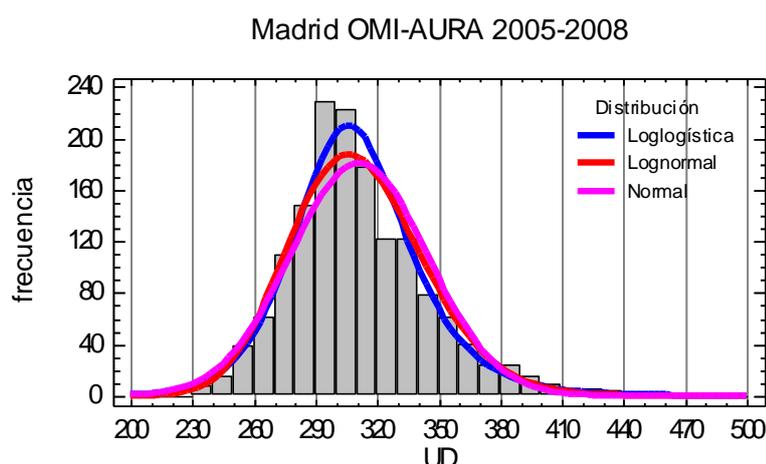


Fig 5.5. Ajuste de distribución serie OMI-Aura de Murcia 2005-2008. No se ha obtenido ajuste estadísticamente significativo de los datos a ninguna distribución.

A continuación realizamos el mismo análisis para la serie Brewer de Madrid. Como el instrumento experimentó problemas en el año 2003 y 2004, se descartan estos dos años y la serie se divide en dos intervalos, realizándose un análisis independiente de ambos. El resultado se muestra en la Tabla 5.4. Se observa que la varianza y la desviación estándar son superiores en la serie 2005-2008. También son superiores los valores de media, mediana y valores de los cuartiles. Por tanto, aumenta el valor promedio del TOC pero también su variabilidad. El único evento de mini-agujero de ozono registrado en el periodo 1993-2002 se produjo el 27 de noviembre de 2000 con un valor de 218,0 UD (un día antes que el registro mínimo del sobrevuelo del EP sobre Mont Louis). Los eventos de 2004 no están incluidos.

Tomando la distribución de valores de TOC observados sobre Madrid mediante el Brewer, y ensayando el ajuste a una distribución normal o log-normal, se observa que esta última se acerca más pero ninguna de ellas satisface los test de normalidad de Chi-cuadrado, Kolmogorov-Smirnov o Anderson-Darling. Por ello podemos asegurar con un 95% de intervalo de confianza

que la serie de datos de TOC sobre Madrid en el periodo 1993-2002 no proviene de estas distribuciones.

Madrid Brewer	1993-2002	2005-2008
Recuento	3467	1218
Promedio (UD)	313,3	323,7
Mediana (UD)	310,0	319,9
Varianza (UD)	1093,0	1261,5
Desviación Estándar (UD)	33,1	35,5
Coefficiente de Variación	10,55%	10,97%
Mínimo (UD)	218,0	237,4
Máximo (UD)	489,8	460,9
Rango (UD)	271,8	223,5
Cuartil Inferior (UD)	292,7	299,5
Cuartil Superior (UD)	331,8	344,5
Rango Intercuartílico (UD)	39,1	45,0

Tabla 5. 4. Resumen Estadístico para las series de datos de TOC del Brewer de Madrid entre 1993-2002 y 2005-2008.

La distribución de valores y las curvas ajustadas se representa en la Figura 5.6 tomando la serie de datos de 2005-2008, de los tres test, el ajuste a una distribución log-normal solo falla y por poco en el de Kolmogorov-Smirnov.

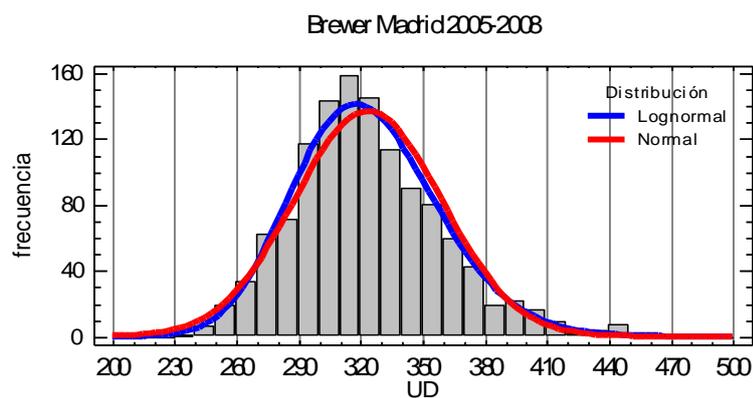


Figura 5.6. Distribución de valores de TOC sobre Madrid medidos por el Brewer. Periodo 2005-2008.

En Murcia repetimos el procedimiento de dividir la serie en dos tramos parecidos entre 1996 y 2002 por un lado, y entre 2003 y 2008 en el otro. El resultado se muestra en la Tabla 5.5.

Brewer Murcia	1996-2002	2003-2008
Recuento	2476	1927
Promedio (UD)	314,6	320,2
Mediana (UD)	310,55	314,2
Varianza (UD)	938,8	1068,8
Desviación Estándar (UD)	30,6	32,7
Error estándar (UD)	0,62	0,74
Mínimo (UD)	229,6	212,3
Máximo (UD)	489,2	465,7
Rango (UD)	259,6	253,4
Cuartil Inferior (UD)	295,1	298,3
Cuartil Superior (UD)	332,0	339,5

Tabla 5. 5. Resumen Estadístico para las series de datos de TOC del Brewer de Murcia entre 1996-2002 y 2003-2008.

Se observa también que en el tramo posterior de la serie los valores de promedio y mediana son superiores (del orden de 4 a 5 UD) al periodo 1996-2002. Sin embargo también aumenta la varianza y la desviación estándar. Los límites de los cuartiles son superiores en el trozo posterior. Hay un evento de agujero de ozono que corresponde al 10 de enero de 2004 y por ello no aparece en la serie de Madrid.

En el caso de los datos de los dos subconjuntos de la serie Brewer de Murcia, en ninguno de los dos casos se consigue el ajuste con ninguna distribución de las ensayadas.

5.2 ANÁLISIS COMPARATIVO DE DIFERENTES PERIODOS

Otra manera de efectuar la comparación entre ambas series y conocer la evolución entre ambos periodos temporales medida con instrumentos similares, es calcular la diferencia entre la serie N7 y la serie EP para cada sobrevuelo y evaluando el porcentaje de pérdida de la serie EP respecto a la serie N7. Los resultados se muestran en la Tabla 5.6.

Diferencia entre estadísticos series (EP-N7)	Murcia	Madrid	Lisboa	Mont-Louis	Arenosillo
Perdida de las medias (UD)	-11,4	-11,6	-10,3	-14,2	-10,0
Perdida de mediana (UD)	-9,4	-9,0	-9,3	-11,0	-8,1
Porcentaje media (%)	-3,5%	-3,6%	-3,2%	-4,4%	-3,1%
Porcentaje mediana (%)	-3,0%	-2,9%	-2,9%	-3,4%	-2,6%

Tabla 5.6. Diferencias absoluta y relativas entre medias y medianas de las series de valores de los sobrevuelos TOMS del Earth Probe (1996-2001) y del Nimbus-7 (1978-1993).

Las pérdidas han sido superiores en latitudes más altas y en la parte mediterránea de la Península con un -3,4% en Mont Louis y -3,0% en Murcia. En cambio, en El Arenosillo, en la parte atlántica y más al sur, la pérdida relativa fue de -2,6%. La diferencia en valores absolutos estuvo entre 10 y 11,6 UD excepto en Mont Louis, donde fue de -14,2 UD.

A continuación vamos a representar en una tabla conjunta los principales estadísticos para todas las series de TOC sobre Madrid y Murcia. La serie Brewer de Madrid se ha agregado en cuatro grupos diferentes: 1993-2002, 1996-2002, 1993-1995 y 2005-2008. Se ha añadido otra subdivisión correspondiente al periodo 1993-1995 ya que los valores promedio en el cinturón entre 60° N y 60° S experimentaron un mínimo en este periodo de acuerdo a lo que consta en el capítulo 3 del Informe Científico sobre la Destrucción de Ozono (WMO, 2006). Además, en este periodo, la cobertura de datos de TOC observados mediante TOMS es bastante incompleta por lo que merece la pena analizar con detalles los datos de instrumentos basados en tierra.

La serie Brewer de Murcia desde 1996 hasta 2008 ha sido subdividida también en dos periodos: 1996-2002 y 2003-2008 para facilitar la comparación en el primer tramo con la serie de Madrid. La comparativa para las series de Madrid se muestra en la Tabla 5.7 y la comparativa de Murcia en la Tabla 5.8. En ambas se toman los valores del respectivo sobrevuelo del TOMS del Nimbus-7 como nivel de referencia sobre el que evaluar las pérdidas o ganancias. Se incluye una fila en la que se da el porcentaje de datos disponible en cada serie sobre el total de datos posible en el intervalo considerado (1 día = 1 dato posible).

En Madrid, el hecho más destacable es la diferencia negativa de 5,1% en el periodo 1993-95 en el promedio de ese periodo. Otro hecho destacable es el incremento del 0,9% en 2005-2008 respecto al periodo de referencia, y el incremento de 5,2 UD en el valor de la mediana. En el

periodo 1993-95 no se produjeron eventos de agujero de ozono. Sin embargo hay que mencionar el evento record del 10 de enero de 2004 en el cual se registraron 189 UD en el Brewer de Madrid. Como la calibración no estaba asegurada en este momento, estos datos no forman parte de nuestro estudio. El registro del TOMS del EP fue de 185 UD pero también es un dato dudoso. El registro del instrumento SCIAMACHY a bordo del satélite ENVISAT fue de 202 UD. Detalles sobre este evento se encuentran en (Gil et al., 2004). El promedio de valores del OMI entre 2005 y 2008 fue claramente inferior al del Brewer en un periodo similar.

<i>Madrid</i>	Brw 9302	Brw 9602	Brw 9395	EP 9601	N7 7893	Brw 0508	OMI 0508
Recuento	3467	2462	1005	1958	5221	1218	1509
Promedio (UD)	313,3	316,6	305,3	309,3	320,9	323,7	311,2
Mediana (UD)	310,0	312,7	302,9	305,8	314,8	320,0	306,3
Desviación estándar (UD)	33,1	33,8	29,8	33,9	38,7	35,5	33,0
Mínimo absoluto (UD)	218,0	218,0	226,4	212,7	213,6	237,4	232,2
Máximo absoluto (UD)	489,8	489,8	420,5	493,6	482,1	460,9	443,2
% Disponibilidad datos(*)	94,7%	96,1%	91,5%	98,6%	98,5%	95,4%	82,5%
% sobre promedio N7	-2,4%	-1,4%	-5,1%	-3,8%		0,9%	-3,0%

Tabla 5.7. Valores de TOC para diferentes series de Madrid: Brewer entre 1993 y 2002, Brewer 1996-2002, Brewer 1993-1995, Brewer 2005-2008, sobrevuelos TOMS Earth Probe 1996-2001, sobrevuelos TOMS Nimbus 7 entre 1978-1993, sobrevuelos OMI 2005-2008. Variables: N° datos, promedio (UD), mediana (UD), desviación estándar (UD), mínimo absoluto (UD), máximo absoluta (UD), porcentaje de datos disponibles (* en datos Brewer sobre 365 ó 366 días en un año, excepto sobre 182 en 2008, en sobrevuelos de satélite se aplica el mismo criterio excepto en 1978, solo 61 días, 1993: 126 días, 1996: 160 días), y diferencia porcentual sobre los promedios de Nimbus-7.

En el caso de los registros del Brewer de Murcia a partir de 1996, estos son moderadamente inferiores en promedio entre 1996 y 2002 a los del Nimbus-7 (-1,7%) y prácticamente iguales entre 2003 y 2008 (+ 0,1%). Los registros de instrumentos de satélite son inferiores a los del Nimbus 7. El único caso de evento de mini-agujero de ozono se registró el 10 de enero de 2004 coincidiendo con el registro récord del Brewer de Madrid. No obstante, el valor alcanzado en Murcia quedó en 212,3 UD.

Murcia	Brw 9608	Brw 9602	Brw 0308	EP 9601	N7 7893	OMI 0508
Recuento	4403	2476	1927	1941	5213	1508
Promedio (UD)	317,0	314,6	320,2	308,6	320,0	311,8
Mediana (UD)	312,0	310,6	312,2	305,2	314,6	306,9
Desviación estándar (UD)	31,7	30,6	32,7	30,2	35,7	30,6
Mínimo absoluto (UD)	212,3	229,6	212,3	222,8	230,8	238,4
Máximo absoluto (UD)	489,2	489,2	465,7	489,0	473,3	438,9
% Disponibilidad datos(*)	95,0%	96,8%	92,9%	97,7%	98,3%	82,5%
% sobre promedio N7	-0,9%	-1,7%	0,1%	-3,6%		-2,6%

Tabla 5.8. Valores de TOC para diferentes series de Murcia: Brewer entre 1996 y 2008, Brewer 1996-2002, Brewer 2003-2008, sobrevuelos TOMS Earth Probe 1996-2001, sobrevuelos TOMS Nimbus 7 entre 1978-1993, sobrevuelos OMI entre 2005 y 2008. Variables: N° datos, promedio (UD), mediana (UD), desviación estándar (UD), mínimo absoluto (UD), máximo absoluto (UD), porcentaje de datos disponibles (* en datos Brewer sobre 365 o 366 días en un año, excepto sobre 182 en 2008, en sobrevuelos de satélite se aplica el mismo criterio excepto en 1978, solo 61 días, 1993: 126 días, 1996: 160 días), y diferencia porcentual sobre los promedios de Nimbus-7.

Estos resultados no se ajustan al modelo general de evolución del TOC en latitudes medias conocido como “hockey stick model” (UNEP/WMO, 2006) o “modelo de palo de hockey” en el

que se asume una tendencia lineal decreciente hasta 1996 para luego estabilizarse los valores. Desde una perspectiva regional y no global, sobre la Península Ibérica parece que 1993-1995 fue el periodo de mínimos valores promedio de TOC, recuperándose de alguna manera dichos promedios en los años siguientes.

Según se indica en el "*Scientific Assessment of Ozone Depletion UNEP/WMO, 2006*: los promedios globales de los valores de TOC para 2002-2005 fueron aproximadamente el 3,5% inferiores a los promedios de 1964-1980 indicando que se ha detenido el descenso en dichos valores.

5.3 ANÁLISIS POR MESES. COMPARACION DE SERIES

Para conocer mejor la evolución del TOC a lo largo del periodo estudiado, repetimos el análisis anterior para cada mes del año para los diferentes subconjuntos de datos registrados mediante espectrofotómetros Brewer. Los resultados para Madrid se muestran en la Tabla 5.9 y para Murcia en la Tabla 5.10.

Lo primero que se observa es que las diferencias negativas son mucho más importantes en primavera y en invierno, sobre todo en el mes de mayo. Además en este mes las pérdidas respecto al periodo 1978-93 se mantienen en todos los subperiodos observados por el Brewer incluso en el 2005-2008. Otro hecho destacable es el mes de septiembre en el cual las diferencias son positivas en casi todos los subconjuntos. Incluso en el 93-95 el promedio es una décima de Unidad Dobson superior. El periodo citado 93-95 se caracteriza por los niveles de descenso más grandes de todos los conjuntos de datos en casi todos los meses (excepto febrero en que el periodo 96-02 registra mayores pérdidas).

Madrid	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
N7 (UD)	313,9	334,2	341,2	365,2	362,4	339,3	317,6	310,2	297,7	289,9	283,7	296,3
Brw 93-02	306,3	318,1	328,2	350	343,2	322,5	312,9	304,6	300,9	284,1	287,4	298
Brw 93-95	288,1	319,5	316,7	337,2	332,2	315,2	305,6	298,6	297,8	280,8	277,9	290
Brw 96-02	314,1	317,5	333	354,7	347,8	325,6	315,8	307,2	302,5	285,2	290,8	301,1
Brw 05-08	311,9	338,6	344	362,7	348,7	331,2	317,3	313,1	301	288,7	293,3	303,2
93-02%dif N7	-2,4	-4,8	-3,8	-4,2	-5,3	-5,0	-1,5	-1,8	1,1	-2,0	1,3	0,6
93-95%dif N7	-8,2	-4,4	-7,2	-7,7	-8,3	-7,1	-3,8	-3,7	0,0	-3,1	-2,0	-2,1
96-02%dif N7	0,1	-5,0	-2,4	-2,9	-4,0	-4,0	-0,6	-1,0	1,6	-1,6	2,5	1,6
05-08%dif N7	-0,6	1,3	0,8	-0,7	-3,8	-2,4	-0,1	0,9	1,1	-0,4	3,4	2,3

Tabla 5.9. Medias mensuales TOC Madrid en Unidades Dobson. Conjuntos de datos: Nimbus 7 (1978-1993), Brewer (1993-2002), Brewer (1993-1995), Brewer (1996-2002).and Brewer (2005-June 2008)-Diferencias porcentuales sobre los niveles del Nimbus-7. Marcados en verde los valores positivos

Así como septiembre muestra un incremento sostenido pero suave en los valores, noviembre y diciembre muestran los mayores incrementos en los periodos 1996-2002 y 2005-2008. El promedio de Madrid Brewer en noviembre 05-08 fue 3,4% superior al de los niveles del TOMS 1978-1993, siendo este el valor extremo de la tabla. Por el contrario, el descenso mayor se registró en el periodo de mayo 1993-1995 con -8,3% respecto a los niveles del Nimbus-7. De los meses de invierno y primavera, febrero y marzo muestran valores positivos en el periodo 05-08.

En el caso de Murcia (tabla 5.10), se han utilizado los siguientes subconjuntos de datos para comparar con el TOMS del Nimbus-7: 1996-agosto 2008, 1996-2002 y 2003-agosto de 2008. No hay grandes diferencias respecto al periodo 1978-1993 medido con el TOMS, probablemente porque no hay datos de Brewer de Murcia en el periodo 1993-95. En el periodo 1996-2002 es

cuando se registraron los valores menores en promedio. Desde febrero a enero las diferencias son iguales o inferiores a -2,5%.

Tanto en noviembre como en diciembre, los valores promedios en los subconjuntos Brewer han sido superiores a los del periodo medido con TOMS Nimbus-7, llegando a ser en diciembre del periodo 2003-2008 hasta un 2,9% superior. En el periodo 2003-2008 se registran valores en febrero y marzo superiores en promedio a los del periodo de referencia, sin embargo, en enero, abril, mayo, junio, julio, agosto y septiembre los valores son inferiores. Hay que destacar que en noviembre y diciembre, todas las series tienen promedios superiores al N7.

Murcia	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
N7 7893	314,4	332,6	340,3	358,7	357,9	334,4	314,2	309,6	301,4	291,0	288,3	297,9
Brw 96-08	313,7	327,0	335,5	351,7	344,0	325,3	310,6	304,6	299,8	288,9	291,9	303,8
Brw 96-02	313,5	321,0	331,5	349,7	340,8	321,6	310,7	303,6	299,3	285,0	290,5	301,9
Brw 03-08	314,0	334,5	340,7	354,4	347,9	329,6	310,4	305,6	300,7	294,1	294,0	306,4
96-08%dif N7	-0,2	-1,7	-1,4	-2,0	-3,9	-2,7	-1,1	-1,6	-0,5	-0,7	1,2	2,0
96-02%dif N7	-0,3	-3,5	-2,6	-2,5	-4,8	-3,8	-1,1	-1,9	-0,7	-2,1	0,8	1,3
03-08%dif N7	-0,1	0,6	0,1	-1,2	-2,8	-1,4	-1,2	-1,3	-0,2	1,1	2,0	2,9

Tabla 5.10. Medias mensuales TOC Murcia en Unidades Dobson. Conjuntos de datos: Nimbus 7 (1978-1993), Brewer (1996-2008), Brewer (1996-2002) y Brewer (2003-Agosto 2008)- Diferencias porcentuales sobre los niveles del Nimbus-7. Marcados en verde los valores positivos

El mes de mayo destaca como el que registra las mayores pérdidas en todos los periodos: -4,8% en 1996-2002 y -2,8% en 2003-2008. A diferencia de Madrid, septiembre tiene pérdidas ligeras: -0,7% y -0.2% respectivamente en los periodos citados.

Los valores promedios mensuales han sido obtenidos a partir de datos diarios individuales. Para apreciar la variabilidad de TOC dentro de cada mes representamos para el periodo 1993-2002 con los datos del Brewer de Madrid. El gráfico de cajas y bigotes de la Figura 5.7 muestra dentro de la caja los límites de los cuartiles inferior y superior, delimitando la muesca el valor de la mediana y el punto rojo el valor de la media. La barra indica la dispersión de los datos hasta los valores extremos representados por barras horizontales y que indican los valores que se encuentran a una distancia no superior a 1,5 veces el valor del rango de la caja (rango intercuartílico). Los valores que se encuentran por fuera de dicho rango se consideran extremos o fuera de rango y se representan con un punto. Podemos ver en la figura como la dispersión de valores de TOC es más grande en los meses entre noviembre y mayo, siendo mínima durante los meses de verano para el conjunto de datos de Madrid Brewer entre 1993 y 2002. Con ligeras variaciones este es el aspecto general del gráfico en otras estaciones y periodos de tiempo.

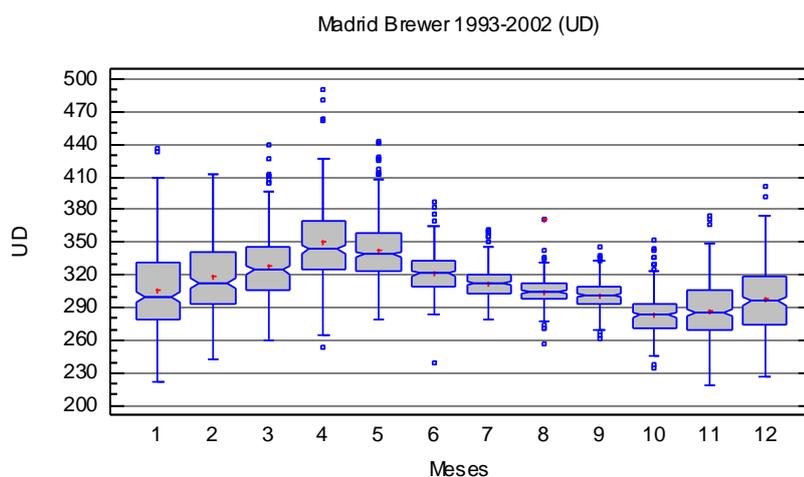


Figura 5.7. Agrupación de datos diarios de TOC por meses según diagrama de cajas y bigotes. Madrid Brewer 1993-2002.

5.4 VARIABILIDAD EN LOS PROMEDIOS QUINCENALES

Siguiendo con el proceso de descenso en la escala temporal y para obtener todavía un filtrado de las variaciones diarias, hemos procedido a agrupar los datos en quincenas. Se han tenido en cuenta años bisiestos de 366 días. Las quincenas pueden ser de 15 ó 16 días. Se han agrupado quincenas de 16 días en el periodo veraniego cuando la variabilidad es menor. A las fechas de las tablas debe de restarse un día a partir de marzo para los años no bisiestos. La última quincena contiene quince o dieciséis días de datos dependiendo del tipo de año. Esta distribución arbitraria pretende efectuar un realce de los datos y su variabilidad en aquellos periodos del año en que hay más cambios y se producen los valores extremos.

Iniciando el estudio por Madrid y los conjuntos de datos de Nimbus-7 7893, Earth Probe 9601, Brewer 9302 y Brewer 0508 en la Tabla 5.11 se exponen los valores promedios obtenidos para las 24 quincenas.

Fecha (bisiesto) Madrid	Quincenas	EP 9601	N7 7893	Brewer 9302	Brewer 0508
1 ene - 15 ene	1	301,1	309,7	301,1	305,4
16 ene - 31 ene	2	309,5	318,0	310,9	318,0
1 feb - 15 feb	3	307,5	327,5	315,3	331,7
16 feb- 1 mar	4	312,3	341,1	323,3	345,6
2 mar- 16 mar	5	317,1	336,8	326,3	342,4
17 mar- 1 abril	6	337,1	347,9	330,1	346,9
2 abril - 16 abril	7	347,9	360,0	349,4	365,8
17 abril- 2 mayo	8	356,9	371,1	353,9	360,6
3 mayo - 17 mayo	9	344,6	366,6	347,5	349,3
18 may - 1 jun	10	337,1	355,2	332,5	345,8
2 jun- 16 jun	11	326,3	342,9	326,4	337,6
17 jun - 1 jul	12	321,2	333,3	317,6	324,1
2 jul- 16 jul	13	317,6	320,0	317,4	319,4
17 jul - 1 ago	14	308,8	314,4	308,7	313,7
2 ago- 16 ago	15	304,6	311,8	306,0	313,6
17 ago - 1 sep	16	300,7	307,4	302,8	312,3
2 sep - 16 sep	17	298,2	300,0	301,2	307,9
17 sep- 1 oct	18	292,9	293,8	298,9	295,6
2 oct - 16 oct	19	283,3	294,3	286,1	290,1
17 oct - 31 oct	20	277,4	284,9	280,5	287,8
1 nov - 15 nov	21	281,5	286,3	286,0	285,9
16 nov- 30 nov	22	280,4	281,5	289,6	300,7
1 dic - 15 dic	23	283,7	291,3	296,0	296,4
16 dic - 31 dic	24	300,9	301,8	300,0	309,6

Tabla 5.11. Valores promedio de TOC en Madrid para cada quincena a partir de datos diarios. Series: Nimbus-7 7893, Earth Probe 9601, Brewer 9302 y Brewer 0508

Tomando los valores promedios de dichas quincenas y representándolas en el gráfico de la Figura 5.8 se observa el comportamiento estacional. Para la serie Nimbus-7, a partir del mínimo de la segunda quincena de noviembre (281 UD), los valores aumentan de forma constante y sostenida, con una rotura en la línea de tendencia en la primera quincena de marzo, alcanza el máximo en abril (367 UD) y desciende abruptamente en la segunda quincena de mayo hasta la primera de julio en que comienza a suavizarse el descenso. El corazón del verano es una época de menor descenso. En el otoño se reanuda el descenso si bien con más variaciones en la tendencia. La dispersión de valores es mucho menor en las quincenas de verano, tal y como se mostraba en el estudio realizado clasificando por meses. Este comportamiento general se reproduce en las cuatro series consideradas

Comparando las diferentes series observamos como la curva EP9601 presenta los valores inferiores en casi todas las quincenas. La serie Brewer 9302 presenta valores claramente inferiores a lo largo del invierno y primavera a las de N7 y Brewer 0508. Hay que destacar la desaparición del pico secundario de la segunda quincena de febrero, que, sin embargo, vuelve a aparecer en el periodo 0508. Otra característica asociada al máximo anual es que este estaba situado en el periodo 7893 en la segunda quincena de abril. En la serie Brewer 0508, el máximo anual pasa a producirse en la segunda quincena de abril. Los valores del verano de esta serie son ligeramente superiores a las de las otras tres. Por último, destacar los cambios acaecidos en el periodo de los valores mínimos anuales. En la serie Nimbus-7, estos se producían en la segunda quincena de noviembre. En las series EP y Brewer 9302 se producen en la segunda quincena de octubre con promedios cercanos a 280 UD. En la serie Brewer 0508 el mínimo se produce en la primera quincena de noviembre pero tiene un valor más elevado: 286 UD.

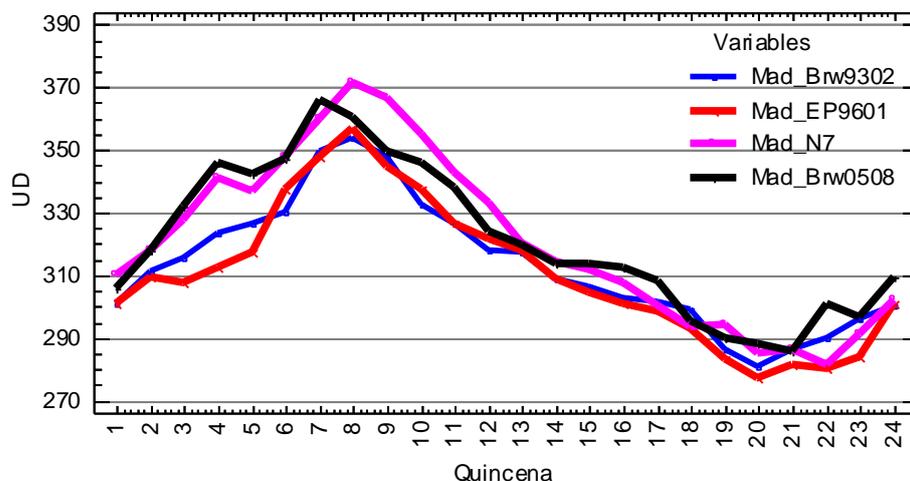


Figura 5.8. Promedios quincenales de valores diarios de TOC sobre Madrid para Brewer y TOMS (EP y Nimbus-7).

A continuación se calculan los promedios quincenales de los datos diarios correspondientes a las series de Murcia: TOMS N7 7893, Earth Probe 9601, Brewer 9601 y Brewer 0208. Los resultados se muestran en la Tabla 5.12 (se añade la serie Brewer completa 9608) y en la Figura 5.9. En este caso se ha optado por partir la serie de Murcia en dos tramos iguales para comparar mejor con la serie de Earth Probe.

Como se puede ver en la tabla y en la figura mencionadas, los valores de Brewer y Earth Probe medidos entre 1996 y 2001 para Madrid difieren mucho entre noviembre y marzo, midiendo hasta 13 UD menos el Earth Probe en la segunda quincena de enero. Sin embargo en los meses de primavera y verano las diferencias son pequeñas.

Los promedios quincenales de la serie N7 están siempre por encima de las del periodo 1996-2001, excepto desde la segunda quincena de noviembre hasta la segunda quincena de enero en la que la serie Brewer correspondiente la supera en unas pocas UD.

Fecha (bisiesto) Murcia	Quincenas	EP 9601	N7 7893	Brw 9608	Brw 9601	Brw 0208
1 ene - 15 ene	1	300,0	310,3	306,4	311,7	301,9
16 ene - 31 ene	2	309,4	318,3	320,6	322,4	319,1
1 feb - 15 feb	3	311,4	324,6	321,5	321,5	321,5
16 feb- 1 mar	4	318,3	341,0	334,0	330,2	337,8
2 mar- 16 mar	5	315,4	336,5	332,8	326,1	339,3
17 mar- 1 abril	6	335,8	346,1	338,2	337,5	338,7
2 abril - 16 abril	7	346,3	353,6	356,4	347,8	364,8
17 abril- 2 mayo	8	351,1	365,4	349,0	352,3	345,5
3 mayo - 17 mayo	9	337,0	361,5	347,4	341,4	352,6
18 may - 1 jun	10	331,5	350,1	337,8	333,6	341,5
2 jun- 16 jun	11	321,3	338,3	329,3	321,9	335,7
17 jun - 1 jul	12	319,7	328,5	320,0	320,6	319,5
2 jul- 16 jul	13	311,5	316,8	314,2	313,2	315,2
17 jul - 1 ago	14	306,9	310,7	306,7	307,0	306,5
2 ago- 16 ago	15	304,0	311,3	306,6	305,4	307,7
17 ago - 1 sep	16	299,2	307,7	302,4	300,5	304,1
2 sep - 16 sep	17	300,7	303,5	302,9	301,1	305,0
17 sep- 1 oct	18	292,9	297,3	296,3	295,4	297,2
2 oct - 16 oct	19	288,3	294,9	292,4	289,5	295,2
17 oct - 31 oct	20	277,1	286,6	285,7	280,1	291,1
1 nov - 15 nov	21	281,7	290,5	288,8	285,3	292,5
16 nov- 30 nov	22	285,3	286,6	295,0	292,6	297,3
1 dic - 15 dic	23	285,4	293,6	302,2	295,2	308,7
16 dic - 31 dic	24	301,6	302,2	305,2	305,8	304,7

Tabla 5.12. Valores promedio de TOC en Murcia para cada quincena a partir de datos diarios. Series: Nimbus-7 7893, Earth Probe 9601, Brewer 9601 y Brewer 0208

Comparando las dos partes de la serie Brewer se ve que el periodo 2002-2008 registra valores superiores llegando los máximos en la diferencia en la primera quincena de marzo con 13,0 UD y en la primera quincena de diciembre con 13,5 UD. Sin embargo, en la segunda quincena de diciembre, se registra mayor valor promedio en el periodo 9601 (-1,1 UD) llegando la diferencia a -9,8 UD en la primera quincena de enero, siendo esta la máxima diferencia a favor del periodo 9601. La segunda quincena de enero, la segunda quincena de abril y las segundas de junio y julio registran también mayores promedios en este periodo.

En cuanto a la comparación del periodo Brewer 0208 con la serie N7 se aprecia también el desplazamiento del máximo anual desde la segunda quincena de abril a la primera como en el caso de las series de Madrid. En este caso la serie Brewer apunta a un máximo secundario en la primera quincena de mayo. Los valores de los promedios de febrero y marzo son parecidos, suavizándose el máximo secundario de febrero en la serie Brewer. Los valores de los meses estivales son ligeramente superiores en la serie N7. Otra característica de la serie Brewer 0208 ya apuntada en la serie 0508 de Madrid en el desplazamiento del mínimo anual hacia la segunda quincena de octubre o la primera de noviembre con aumentos marcados en la segunda quincena de noviembre y primera quincena de diciembre. En cambio, los valores de la primera quincena de enero con casi tan bajos como los de la serie Earth Probe 9601.

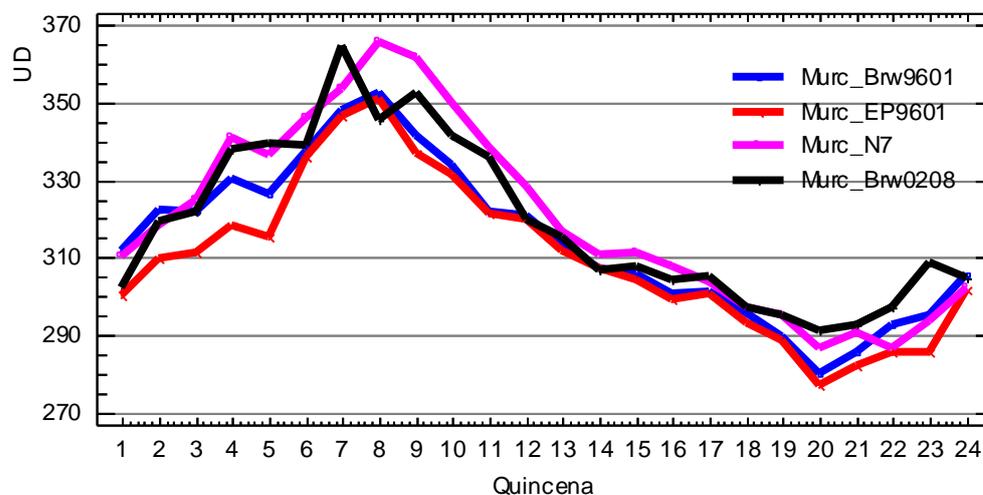


Figura 5.9. Promedios quincenales de valores diarios de TOC sobre Murcia para Brewer y TOMS (EP y Nimbus-7).

Diferentes trabajos muestran la tendencia decreciente en los niveles de total de ozono a lo largo de la década de los 80, llegando a un mínimo en la primera mitad de la década de los 90. Citamos a (Randel, 2004) y (Wuebbles et al., 2004) entre otros. El trabajo de este último, muestra como la aplicación del Protocolo de Montreal ha originado un punto de inflexión en la tendencia a partir de 1995 –1996. Este hecho explica las diferencias obtenidas entre las series Brewer y Earth Probe por un lado, y Nimbus-7 por otro. Sin embargo, la determinación de lo que está sucediendo a partir de esa fecha parece más complejo de determinar. Hay trabajos que establecen que existe una recuperación a partir de series de perfiles Umkehr en el hemisferio norte (Zanis et al., 2003). La medición precisa del valor del cambio de tendencia y la monitorización de la posible recuperación de la capa de ozono justifica el mantenimiento de las redes de observación y la realización de trabajos como este.

5.5 ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD DIARIA

Finalmente descendemos al análisis de los promedios de datos para cada uno de los 365 ó 366 días del año utilizando el conjunto completo de datos disponible para cada conjunto de datos. El día 60 corresponde al 29 de febrero y solo existe dato cuando es año bisiesto. En el caso de las series N7 la disponibilidad de datos varía entre 13 y 15 para cada día excepto en el día 366 en que solo se dispone de los cuatro datos de años bisiestos. Para las series Earth Probe la disponibilidad es menor, como mucho son 5 valores por día. Se han extraído los valores promedios diarios máximos y mínimos para todas las series, pero solo mostraremos las correspondientes al periodo 1978-1993 por ser el más largo (serie del TOMS del Nimbus-7). Los valores se muestran en la Tabla 5.13.

	Madrid	Murcia	Lisboa	Arenosillo	Mont Louis	Izaña
Máximo N7	388,3	375,5	379,6	373,6	390,4	338,5
Mínimo N7	275,6	278,9	272,8	277,8	269,8	267,6

Tabla 5.13. Valores promedios diarios extremos para las sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7. Periodo 1978-1993- Se incluye la serie de Izaña (Tenerife) para comparación.

A partir de estos valores promedios diarios y de la desviación estándar obtenemos la Figura 5.10. La gráfica presenta mucho “ruido” porque la variabilidad diaria del TOC es muy grande. Se han calculado también las desviaciones estándar para cada uno de los días, obteniéndose valores entre 30 y 50 UD en invierno y primavera, y 10 y 20 UD en verano. Por ello se ha incluido en la figura la representación de solo tres de las cinco series representando diferentes zonas de la Península Ibérica: Murcia, Lisboa y Mont Louis.

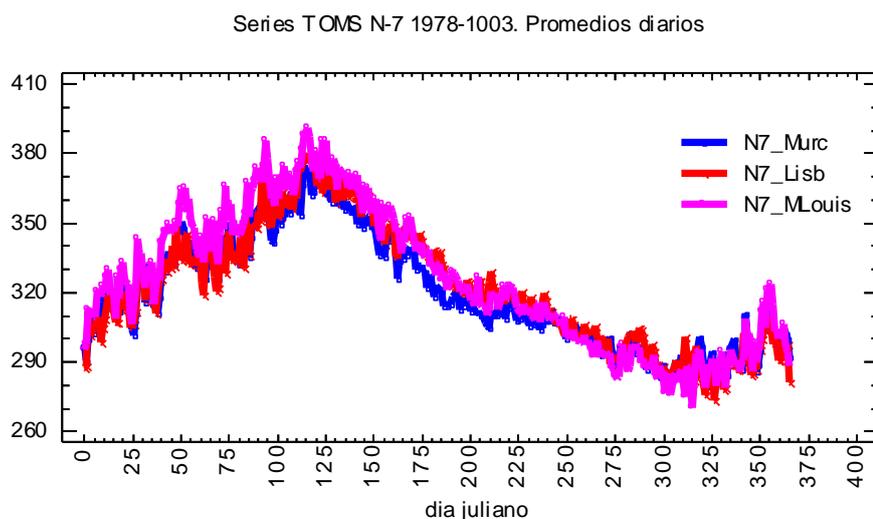


Figura 5.10. Promedios diarios de valores de TOC. Series TOMS N-7. Periodo de tiempo 1978-1993. Murcia, Lisboa y Mont-Louis.

Una representación más clara de la evolución anual del TOC se obtiene aplicando a los promedios diarios un filtro de media móvil de 10 días. El resultado puede verse en la Figura 5.11 en la que se han representado las cinco series de los sobrevuelos del TOMS N-7 entre 1978-1993. Se aprecia como todas las curvas siguen una evolución similar con máximos anuales alrededor del día 115 (finales de abril), máximos secundarios alrededor del día 95 (primeros de abril) y del día 50 (última semana de febrero). En el verano, julio y agosto, se observa como las curvas efectúan un descenso suave. A finales de septiembre y principios de octubre se produce un mínimo secundario seguido de un máximo muy marcado en todas las curvas. Realizando en estos momentos una asociación entre mínimos de ozono y anticiclones podríamos asociar el primero con el “veranillo” que tiene lugar en la Península Ibérica a finales de septiembre y, asociando los valores altos de ozono a las entradas de aire polar, podríamos asociar el máximo a la primera entrada seria de aire polar a principios de octubre sobre nuestra Península conocida, al menos de manera popular, como el “cordón de San Francisco”. La curva de

Mont-Louis suele estar por encima de las otras salvo en la segunda quincena de noviembre. El mínimo anual en el periodo de tiempo considerado se produce a finales de noviembre aunque hay otro mínimo muy próximo en valores a principios del mismo mes o finales de octubre.

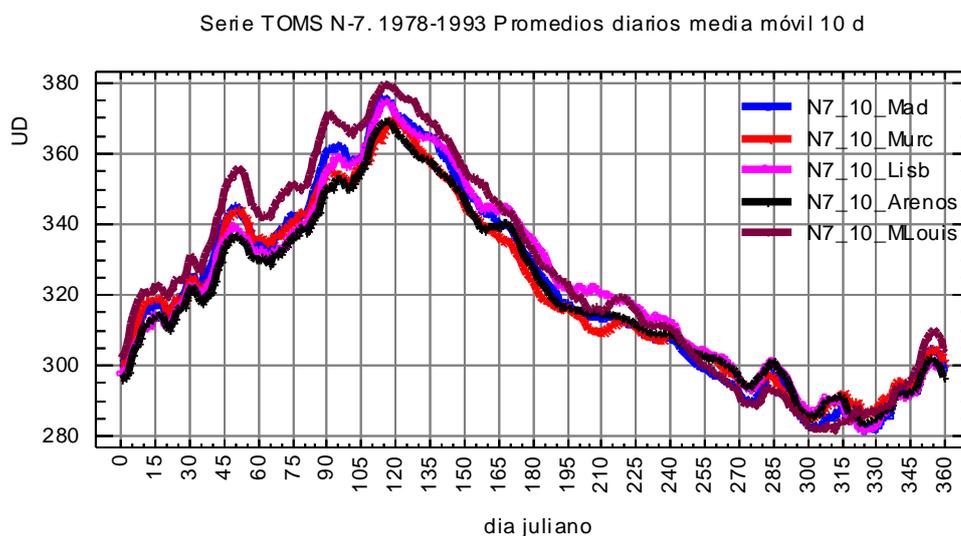


Figura 5.11. Promedios diarios de valores de TOC suavizados mediante filtro de media móvil de 10 días Series TOMS N-7. Periodo de tiempo 1978-1993. Madrid, Murcia, Lisboa, Arenosillo y Mont-Louis.

A efectos de modelización, la variación anual del TOC se considera como una suma de una onda anual y una semi-anual, sin embargo, el ajuste para los meses en que se producen los máximos no es satisfactorio.

Para visualizar los cambios ocurridos en la distribución anual de valores de ozono, ponemos en una misma gráfica las curvas de los promedios suavizados para los diferentes conjuntos de datos. En la Figura 5.12 presentamos los datos de Madrid y en la 5.13 los de Murcia. En el caso de Madrid representamos las series Nimbus-7, Earth Probe, Brewer 9302 y Brewer 0508. Se observa como la serie EP está por debajo de las otras y como la serie N7 está por encima de las otras en muchos tramos, sobre todo en mayo y junio. Sin embargo, la serie Brewer 0508 muestra

tramos significativos en los cuales tiene los valores mayores de las cuatro series. Al ser una serie constituida por solo 3 ó 4 años, tiene mayor variabilidad que series más largas como la N7. No obstante, se aprecia que en febrero, marzo y abril, los valores Brewer0508 son similares a los de la serie N7 y, particularmente en noviembre, los valores son claramente superiores.

Comparativa series Madrid. Promedios diarios media móvil 10 d

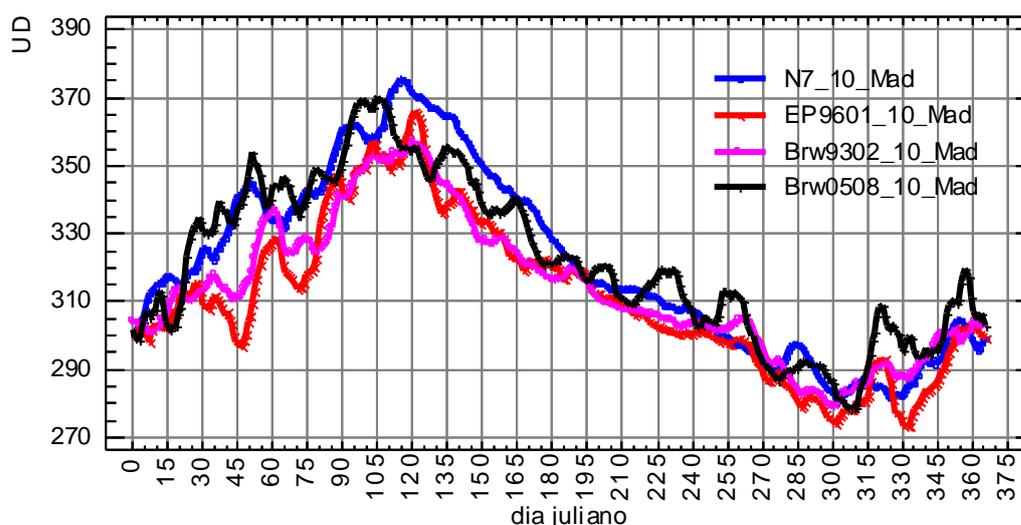


Figura 5.12. Promedios diarios de valores de TOC suavizados mediante filtro de media móvil de 10 días. Periodo de tiempo 1978-1993. Series N7 1978-1993, Earth Probe 1996-2001, Brewer 1993-2002, Brewer 2005-2008. Observatorio: Madrid.

En la comparación de las series de Murcia (Fig 5.13) se observa como las curvas EP y Brewer9601 están casi emparejadas en muchos tramos del ciclo anual pero destaca que en febrero, marzo y noviembre EP da valores claramente inferiores. Estos hechos se tratarán con mayor amplitud en el Capítulo 6. La serie N7 es también superior en muchos tramos a estas dos. Sin embargo, comparada con la serie Brewer0208 hay tramos, desde finales de abril a junio, en que los valores de N7 son superiores. En cambio, el mes de noviembre y diciembre N7 muestra valores inferiores a la serie Brewer citada 0208. También se observa como la máxima anual se

adelante una quincena en la serie 2002-2008 respecto a la serie 1978-1993. Los valores mínimos anuales de la serie Brewer0208 son de 10 a 15 UD más altos que en el resto de las series.

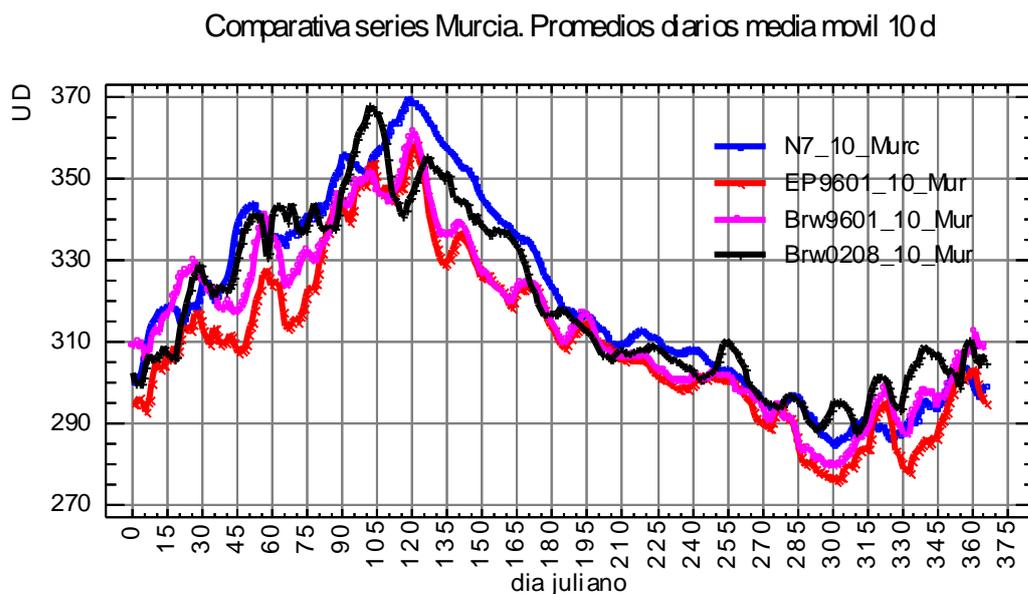


Figura 5.13. Promedios diarios de valores de TOC suavizados mediante filtro de media móvil de 10 días. Periodo de tiempo 1978-1993. Series N7 1978-1993, Earth Probe 1996-2001, Brewer 1996-2001, Brewer 2002-2008. Observatorio: Murcia.

5.6 ESTUDIO DE TENDENCIAS LINEALES EN LA SERIE TOMS DEL NIMBUS- 7

Para determinar modelos de evolución de ozono a escala global, se tienen en cuenta efectos tales como el ciclo solar, la Oscilación CuasiBienal, la variación estacional y el contenido en sustancias cloradas en la atmósfera, pero también se trabaja con series únicas sobre una sola estación: caso de Arosa (Steinbrecht et al., 2006) o con conjuntos de datos promediados sobre franjas de latitud y construidas con varios tipos de instrumentos: (Bodeker et al., 2001), (Fioletov et al., 2002), (Yang et al., 2005), (Newchurch et al., 2003).

En muchos de ellos se utiliza un modelo de regresión multilineal que permita obtener una tendencia lineal del TOC sobre una estación o sobre franjas de latitud. Ejemplos de análisis de tendencias utilizando datos de ozonosondeos y de satélite se encuentran en (Randel et Wu 2006) y (Terao y Logan, 2007) y utilizando datos de instrumentos basados en tierra en (Zanis et al., 2006). Todos estos estudios estaban dirigidos a medir la pérdida de ozono y detectar el inicio de la recuperación hacia los niveles anteriores a 1970.

Las series de datos de que disponemos en este trabajo son relativamente cortas. La construcción de series sintéticas que abarquen periodos largos para evaluar tendencias requiere mucha preparación y se realiza mediante promedios en zonas amplias. Para explorar este tema y más como ejercicio académico que para obtener resultados muy diferenciados sobre la tendencia del TOC sobre la Península Ibérica, se ha procedido a trabajar únicamente con las series de sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7 en el periodo 1978-1993.

Para realizar el estudio de tendencias de los valores de la serie Nimbus-7, se ha construido la serie de valores promedio mensuales. Este procedimiento ha sido seguido en muchos estudios para analizar la variabilidad del total de ozono en columna a partir de análisis de regresión lineal múltiple: (Brunner et al., 2006), (Randel et Wu, 2006). Aunque se reconoce que existe relación entre el ciclo solar y el contenido total de ozono en columna, la presencia en el periodo de estudio de dos erupciones muy importantes como fueron las de El Chichón (1982) y sobre todo la del Pinatubo (1991) en un periodo tan corto, se ha preferido no entrar en dicho estudio, limitándonos a constatar los valores resultantes observados como conjunto de todos los efectos.

En el apartado 5.3 se calcularon los valores medios y las desviaciones estándar obtenidos que no son sino una versión suavizada de los valores quincenales. Inicialmente, se consideró la evolución a partir de los 14 ó 15 valores de promedios mensuales disponibles pero no se obtuvo significación estadística de las tendencias obtenidas. Por ello se optó por otra aproximación en la que se estableciera un nivel medio en todo el periodo 1978-1993 en forma de valores medios de TOC para cada mes y, a partir de él, se calcularon las anomalías diarias para cada día en relación con dichas medias en cada uno de los meses. Finalmente se normalizaron dichas anomalías dividiéndolas por el valor de la desviación estándar de cada mes. Con ello obtenemos un conjunto de datos diarios que son anomalías normalizadas respecto a los promedios mensuales de todo el periodo. Al disponer de gran número de datos minimizamos el impacto de la aparición de datos singulares al principio o al final de la serie que puedan condicionar el valor de la tendencia.

Se tomó como fecha de inicio de tiempo el 1 de enero de 1977 de manera arbitraria. Se realizó un ajuste lineal entre los valores de la anomalía normalizada y los de su correspondiente día numerado a partir de la fecha citada. Con ello logramos aumentar el número de datos con los que trabajamos y conseguimos mayor significación estadística de los resultados. El ajuste se realiza no sobre 14-15 puntos sino sobre 14-15 nubes de 30 puntos aproximadamente cada una.

El conjunto de resultados obtenidos se presenta en la Tabla 5.14. Bajo el epígrafe de cada estación se dan los valores de la pendiente de ajuste de las anomalías de TOC normalizadas (y por tanto adimensionales) con el tiempo. Los valores de las pendientes no son UD/año. En la columna de la derecha de cada observatorio se da cuenta del error estimado en el cálculo de la pendiente. Un valor de 99,0 indica que no se ha logrado correlación estadísticamente significativa a un nivel del 90% o superior. Para los cinco observatorios, la tendencia negativa mayor se registra en el mes de marzo. Los meses de enero a mayo registran tendencias negativas significativas en todos. Esto concuerda con el resultado de (Weatherhead et Andersen, 2006).

Para la serie de sobrevuelos del TOMS del Nimbus 7 para Madrid, se obtuvieron tendencias negativas significativas al 99% de nivel de confianza en casi todos los meses del año excepto en noviembre que lo fue al 95%, septiembre y octubre en los que no se obtuvo tendencia estadísticamente significativa al 90% de nivel de confianza y, el caso más singular, el mes de junio, que obtuvo tendencia positiva de $+ 0,4 \text{ año}^{-1} \pm 0,3 \text{ año}^{-1}$ significativa al 90% de nivel de confianza.

Pendientes (/año)	Madrid	Error Mad	Murcia	Error Murc	Lisboa	Error Lisb	Arenosillo	Error Aren	Mont Louis	Error MLouis
Enero	-1,8	0,4	-1,4	0,4	-1,5	0,4	-1,3	0,4	-2,5	0,4
Febrero	-1,9	0,4	-1,5	0,4	-1,3	0,4	-1,3	0,4	-2,6	0,5
Marzo	-2,2	0,4	-1,7	0,4	-1,8	0,4	-1,6	0,4	-3,0	0,4
Abril	-1,1	0,4	-1,0	0,4	-1,3	0,4	-1,0	0,4	-1,5	0,4
May0	-1,6	0,3	-0,9	0,3	-1,7	0,3	-1,2	0,3	-1,8	0,4
Junio	0,4	0,3	99,0	0,2	99,0	0,3	99,0	0,2	99,0	0,3
Julio	-0,5	0,2	99,0	0,2	-0,9	0,2	-0,3	0,2	-0,6	0,2
Agosto	-1,0	0,1	-0,7	0,1	-0,8	0,2	-0,8	0,1	-1,0	0,2
Septiembre	99,0	0,2	-0,9	0,2	-0,9	0,2	-1,0	0,1	-1,1	0,2
Octubre	99,0	0,2	-0,7	0,2	99,0	0,2	-0,4	0,2	-0,6	0,2
Noviembre	-0,6	0,3	-0,5	0,3	99,0	0,3	99,0	0,3	99,0	0,3
Diciembre	-1,2	0,3	-0,7	0,3	-0,4	0,3	-0,4	0,3	-0,6	0,3

Tabla 5.14. Valores de la pendiente de ajuste de las anomalías de TOC normalizadas con el tiempo y errores estimados en el cálculo de la pendiente (año⁻¹). 99,0 indica que no se ha logrado correlación estadísticamente significativa a un nivel del 90% o superior. Series TOMS N-7 periodo 1978 a 1993.

Las tendencias negativas mayores corresponden a los primeros tres meses del año. Las pérdidas mayores se producen a lo largo del mes de marzo con una tendencia de -2,2 año⁻¹ y un error de 0,4 año⁻¹. La tendencia del mes de agosto es también negativa y tiene un valor -1 año⁻¹ pero con un error de solo 0,1 año⁻¹ acorde con la baja variabilidad obtenida en todos los periodos de tiempo referidos a ese mes: diario, quincenal y mensual. Los valores de las tendencias anuales significativas y los errores representados como barras se muestran en la Figura 5.14. En la misma figura se muestran los valores obtenidos para Mont Louis. En el caso de que no haya

correlación significativa no se muestra ningún dato. Mont Louis presenta valores negativos mayores en las tendencias entre enero y mayo por lo que podemos deducir que la pérdida de ozono ha sido superior en latitudes más altas. Otro hecho a destacar es la cuantía de los errores que son más grandes en el periodo de invierno y primavera. En verano, el valor de la tendencia es alrededor de la tercera parte de las estaciones anteriores pero el error es también más pequeño.

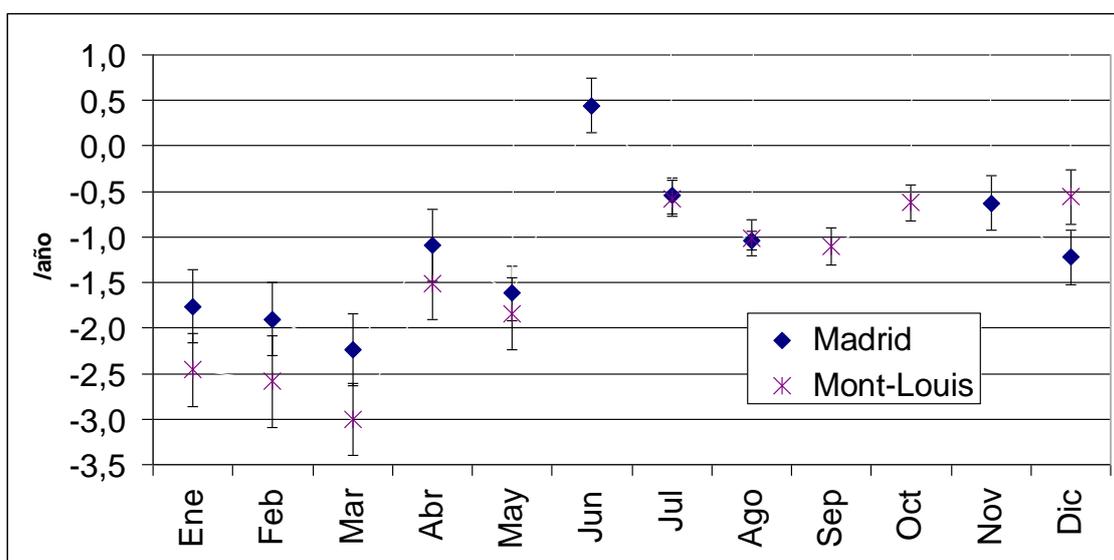


Figura 5.14. Tendencias estadísticamente significativas al 90% o más para series de sobrevuelos del TOMS Nimbus-7 en el periodo 1978-1993 y barras de error. En septiembre y octubre no se obtuvieron tendencias significativas en Madrid, ni en junio en Mont Louis. Madrid: Diamantes azules. MontLouis: Estrellas.

En la Figura 5.15 se muestran los valores obtenidos por el mismo método sobre las series de sobrevuelos del TOMS del N-7 sobre Murcia y Lisboa, estaciones a latitud muy similar pero situados en márgenes opuestos de la Península Ibérica. Los valores obtenidos todos los meses son similares a excepción de abril y mayo en los que la tendencia negativa de Lisboa es mayor. Concretamente en mayo el valor es de $-1,7 \text{ año}^{-1}$ en Lisboa y $-0,9 \text{ año}^{-1}$ en Murcia. El patrón de

la figura es muy similar al que representa a Madrid y Mont-Louis, únicamente los valores de julio son algo mayores que los de agosto, al contrario que en la pareja precedente. No se encuentra ningún tipo de tendencia estadísticamente significativa en junio.

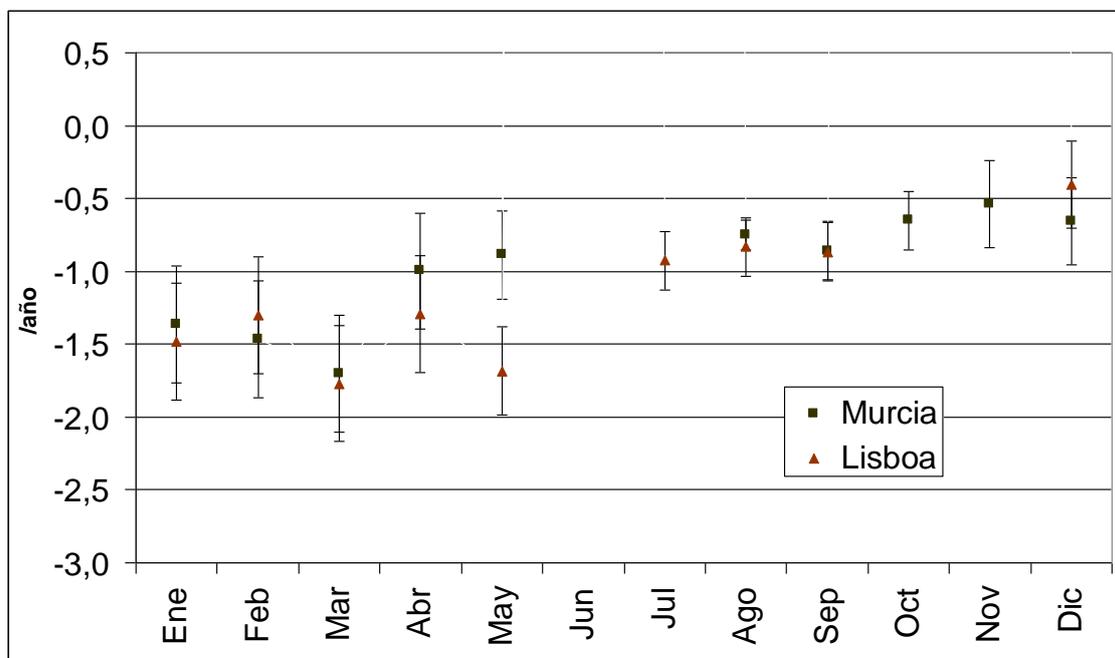


Figura 5.15 Tendencias estadísticamente significativas al 90% o más para series de sobrevuelos del TOMS Nimbus-7 en el periodo 1978-1993 y barras de error. En junio no se obtuvieron tendencias significativas en ambos, en julio en Murcia ni en octubre/noviembre en Lisboa. Murcia: Cuadrados verdes. Lisboa: Triángulos.

Para comparar resultados incluimos una gráfica (Figura 5.16) tomada de (Weatherhead et Andersen, 2006) con permiso de los autores, en la que se muestran las tendencias calculadas antes del cambio de tendencia en los niveles de TOC a mitad de la década de los 90. El gráfico hace referencia a la latitud 35° N. En la parte de abajo en granate, se muestran las tendencias obtenidas. Esta parte de la gráfica, sobre todo entre enero y mayo, es muy parecida a la obtenida en nuestro estudio.

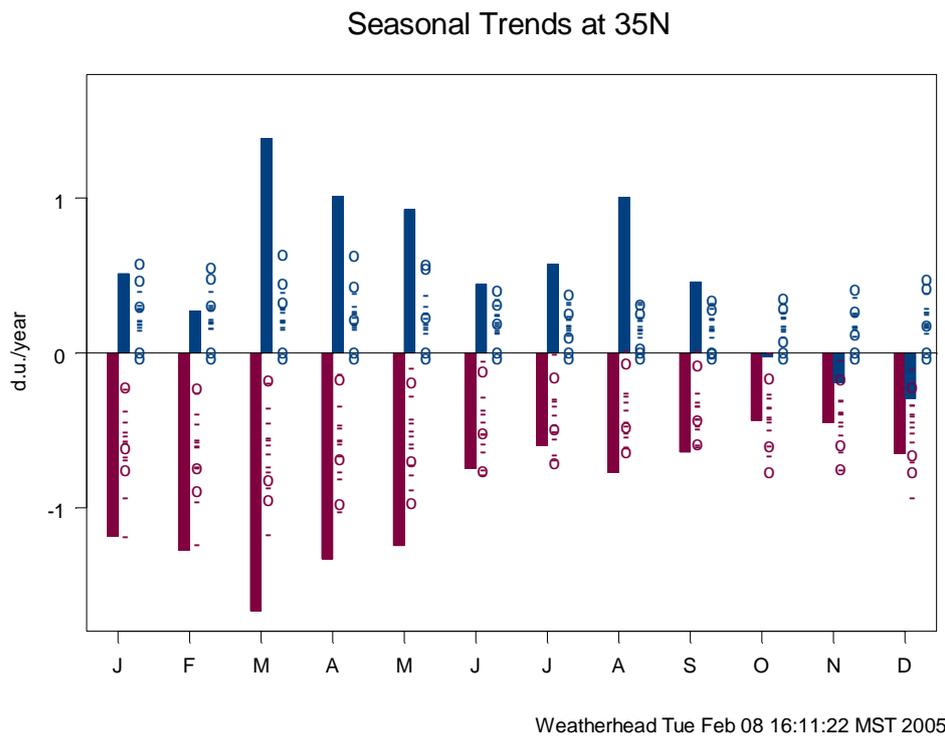


Figura 5.16. Tendencias estacionales en latitud 35 N antes y después del cambio de tendencia. Cortesía de B. Weatherhead. Weatherhead et Andersen, 2006.

Para finalizar indicaremos que entre las latitudes 60 S y 60 N, los valores globales de total de ozono en columna en el periodo 2002-2005 fueron el 3,5% inferiores a los de los promedios de 1964-1980, siendo similares a los del periodo 1998-2001 (WMO, 2006).

5.7 CONCLUSIONES

De los análisis en diferentes escalas temporales una de las conclusiones principales es que la disminución del ozono en la década de los 90 y principios de la primera década del siglo veintiuno respecto al periodo 1978-1993 se produce sobre todo en el invierno y en primavera. En verano se producen pérdidas ligeras y en cambio, en octubre-noviembre los valores al final de la década del 2000 son ligeramente superiores.

En los diferentes periodos los máximos y los mínimos anuales experimentan cambios en las fechas promedio en que se producen. Los cambios más importantes se producen en el periodo primaveral tanto en el valor del máximo como en las fechas. En el verano, los cambios son muy ligeros. La serie de Murcia de Brewer presenta una buena base para conocer la evolución y cambios de TOC debido a que no hay interrupciones como la serie de Madrid.

Otra conclusión general es que a igualdad de periodo temporal, los promedios de las mediciones de TOC mediante instrumentos basados en satélite son ligeramente inferiores a los de los Brewer. También como conclusión general, el efecto del incremento del TOC con la latitud es visible en las series y también se puede discernir el efecto de la disminución de los valores conforme aumenta la altura del observatorio. La variabilidad también es mayor conforme aumentamos de latitud.

Una conclusión importante es que el periodo 1993-1995 es remarcable por la existencia de los mínimos en valores promedios de todo el intervalo 1978 a 2008. Esto es más remarcable por que

los eventos de miniagujeros se produjeron con más frecuencia entre 1999 y 2004. Los datos del Brewer de Madrid en 1993-1995 tienen una gran importancia por que no habia cobertura de instrumentos basados en satélite.

Eventos de mini-agujero de ozono valores inferiores al nivel de agujero de ozono (220 Unidades Dobson) en N7 en Madrid y Lisboa que corresponden al 12 de noviembre de 1992, siendo el único evento ocurrido en ese periodo, en serie EP se produjeron en Madrid el 6 de enero de 1999 con 212,7 UD y el 28 de noviembre de 2000 en Mont-Louis con 200,8 UD, pero no en Murcia. No hay eventos de agujero de ozono en la serie OMI-AURA de Madrid ni de Murcia. En serie Brewer de Madrid entre 1993 y 2002 hay un solo caso de evento de mini-agujero de ozono el 27 de noviembre de 2000 con un valor de 218,0 UD. Entre 2005 y 2008 no se registró ninguno. El 10 de enero de 2004, se registraron 189 UD en Madrid, pero en ese momento, la calibración no era fiable. EP registró 185 UD pero también es dato dudoso, SCIAMACHY registró 212 UD. Brewer de Murcia entre 1996 y 2008 solo registró un evento de mini-agujero de ozono, el día 10 de enero de 2004 con 212, 3 UD por lo que el valor de Madrid tuvo que superar los 200 UD

El ajuste de datos a distribución normal no posible en ningún caso, en ningún conjunto de datos pero en las series EP ha sido posible llegar a ajustes estadísticamente significativos a un nivel de confianza del 95% para una distribución log-logística. Las series N7 presentan una cola a la derecha muy larga con valores de las medianas 5 ó 6 UD inferiores a la media.

En lo que respecta a promedios anuales.

1 - En la comparación de datos de satélites 1978-1993 (N7) frente a 1996-2001 (EP). Pérdidas en los promedios del 3,1 al 4,4 % en los cinco sobrevuelos (entre 10 y 14 UD en términos absolutos)

2 - Para las series Brewer de Madrid: Valores promedios inferiores entre 1993 y 1995 (-5.8% de diferencia respecto a niveles N7), Niveles 9602 algo inferiores (-1,4%) y niveles 0508 ligeramente superiores (0.9%)

3 - Para las series de Murcia: En el caso de las series Brewer comparación 1996-02 y 2003-08. En este último periodo incremento de 5,6 UD en el promedio y de 3,9 en la mediana. Aumenta también la varianza y la desviación estándar. Comparando con los niveles de N7, la pérdida en el periodo Brw9602 fue de -1,7% algo superior a la de Madrid y el nivel entre 0308 fue similar (0,1% de diferencia relativa).

4 - Las desviaciones estándar en el periodo N7 y por tanto la variabilidad en el periodo 1978-1993 fueron más importantes en ambos emplazamientos, entre 4 y 8 UD mayores.

En lo que respecta a la comparación por meses de las diferentes series.

1 - En Madrid se observa que respecto a los niveles N7 1978-93, en enero en el periodo 9395 las pérdidas fueron muy elevadas: -8,2% ó 25,8 UD, en cambio los valores fueron similares en el periodo 9602 y en el periodo 0508 hubo un ligero retroceso (-0,6% respecto a niveles N7). Febrero marca diferencias similares en los periodos 9395 y 9602 (-4.4 y -5,0 UD respecto a los niveles N7) pero muestra una recuperación en 0508 (1,3%). Marzo muestra pérdidas importantes

en 9395 (-7.2%) moderadas en 9602 (-2.4%) y recuperación en 0508 (0.8%). Abril muestra pérdidas en todos los periodos, más importantes en 9395. Mayo tiene las pérdidas mayores en todo el año: hasta -8,3· en 9395 y -3.8 % en 0508 similar al -4.0% del 9602. No hay recuperación de niveles. Junio muestra esquema similar al de mayo pero con valores de niveles de pérdidas menores. Julio. Pérdidas de -3.8% en 9395, -0.6% en 9602 y solo -0,1% en 0508. Agosto: Pérdidas de -3.7% en 9395, -1.0% en 9602 y ganancia de 0,9% en 0508. Septiembre. No hay diferencia en 9395 frente a los niveles de N7 y se observan incrementos de 1,6% en 9602 y de 1,1% en 0508. Mes por tanto con incrementos desde 1996. Octubre. Vuelven las pérdidas con -3,1% en 9395 y -1,6% en 9602. Solo -0.4% en 0508. Noviembre. Pérdida de -2.0% en 9395 pero ganancias en 9602 (2,5%) y 0508 (3.4%). Diciembre similar a noviembre con -2,1%, 1.6% y 2.3% respectivamente, ganancias algo menores que el mes anterior.

2 - En Murcia se observa que respecto a los niveles N7 7893. Enero muestra pérdidas ligeras, menores en el último periodo 0308. Febrero, pérdidas de -3.5% en 9602 y recuperación 0.6% en 0308. Marzo pérdidas moderadas -2,6% en 9602 y niveles similares en 0308. Abril pérdidas moderadas en ambos conjuntos de datos. Mayo: Pérdidas más importantes que en el caso de Madrid. -4.8% en 9602. Junio: Pérdidas algo menos importantes que en mayo pero más sensibles que en abril. Julio: Pérdidas ligeras pero estables, -1,1 y -1,2% en ambos conjuntos de datos. Agosto: Mayores pérdidas que en julio -1,9 y -1,3%. Septiembre, Pérdidas ligeras: -0.7 y -0.2% Contrasta con la ligera recuperación de Madrid. Octubre. Pérdidas (-2,1%) en 9602 y ganancias 1.1% en 0308. Vuelve a contrastar con Madrid. Noviembre y diciembre. Ganancias: 0,8% y 1,3% en 9602 (menores que en Madrid en periodo similar) y 2.0 y 2,9% en 0308.

3 - En el caso del Brewer de Murcia, al no haber registro en el periodo 9395 no se hay niveles de pérdidas más importantes. Solo son directamente comparables los periodos 9602 con Madrid pero parece que en mayo las pérdidas son mayores en Murcia y en noviembre y diciembre la ganancia sobre niveles N7 es menor que en Madrid. Mayo y junio continúan siendo los meses de mayores pérdidas, febrero y marzo cambian de tendencia en el periodo 0308 y noviembre y diciembre muestran ganancias en ambos periodos y se incrementan sensiblemente en 0308. La tendencia de septiembre es opuesta que en Madrid pero ambos valores son muy pequeños.

En el caso de los promedios quincenales.

1 - Madrid. La curva EP9601 presenta los valores inferiores en casi todas las quincenas, la serie Brewer 9302 presenta valores claramente inferiores a lo largo del invierno y primavera a las de N7 y Brewer 0508. El pico secundario de la segunda quincena de febrero de N7 desaparece en 9302 y vuelve a aparecer en el periodo 0508. Otra característica asociado al máximo anual es que este estaba situado en el periodo 7893 en la segunda quincena de abril. En la serie Brewer 0508, el máximo anual pasa a producirse en la segunda quincena de abril. Los valores del verano de esta serie son ligeramente superiores a las de las otras tres. Por último, destacar los cambios acaecidos en el periodo de los valores mínimos anuales. En la serie Nimbus-7, estos se producían en la segunda quincena de noviembre. En las series EP y Brewer 9302 se producen en la segunda quincena de octubre con promedios cercanos a 280 UD. En la serie Brewer 0508 el mínimo se produce en la primera quincena de noviembre pero tiene un valor más elevado: 286 UD.

2 - Murcia: Los valores de las series quincenales Brewer y Earth Probe difieren mucho entre noviembre y marzo midiendo hasta 13 UD menos el Earth Probe en la segunda quincena de

enero. Sin embargo en los meses de primavera y verano, las diferencias son pequeñas. Los promedios quincenales de la serie N7 están siempre por encima de las del periodo 9601 excepto desde la segunda quincena de noviembre hasta la segunda quincena de enero en la que la serie Brewer correspondiente la supera en unas pocas UD.

3 - Comparando los dos trozos de la serie Brewer de Murcia se ve que el periodo 0208 registra en general valores superiores llegando los máximos en la diferencia en la primera quincena de marzo con 13,0 UD y en la primera quincena de diciembre con 13,5 UD. Sin embargo, en la segunda quincena de diciembre y sobre todo en la primera quincena de enero tiene una sorprendente diferencia de -9,8 UD a favor de 9601. La segunda quincena de enero, la segunda quincena de abril y las segundas de junio y julio registran también mayores promedios en este periodo.

4 - En cuanto a la comparación del periodo Brewer 0208 de Murcia con la serie N7 se aprecia también el desplazamiento del máximo anual desde la segunda quincena de abril a la primera como en el caso de las series de Madrid. En este caso la serie Brewer apunta a un máximo secundario en la primera quincena de mayo. Los valores de los promedios de febrero y marzo son parecidos, suavizándose el máximo secundario de febrero en la serie Brewer. Los valores de los meses estivales son ligeramente superiores en la serie N7. Otra característica de la serie Brewer 0208 ya apuntada en la serie 0508 de Madrid en el desplazamiento del mínimo anual hacia la segunda de octubre o la primera de noviembre con aumentos marcados en la segunda quincena de noviembre y primera quincena de diciembre. En cambio, los valores de la primera quincena de enero con casi tan bajos como los de la serie Earth Probe.

En cuanto a promedios diarios

1 - En Madrid, se aprecia como todas las series siguen una evolución similar con máximos anuales alrededor del día 115 (finales de abril), máximos secundarios alrededor del día 95 (primeros de abril) y del día 50 (última semana de febrero). En el verano, julio y agosto, se observa como las curvas efectúan un descenso suave. A finales de septiembre y principios de octubre se produce un mínimo secundario seguido de un máximo muy marcado en todas las curvas. Se puede asociar a eventos relacionados con la variabilidad del tiempo en superficie: veranillos e intrusiones de aire polar. La curva de Mont-Louis suele estar por encima de las otras salvo en la segunda quincena de noviembre. El mínimo anual en el periodo de tiempo considerado se produce a finales de noviembre aunque hay otro mínimo muy próximo en valores a principios del mismo mes o finales de octubre. Se observa como la serie EP está por debajo de las otras y como la serie N7 está por encima de las otras en muchos tramos, sobre todo en mayo y junio. Sin embargo, la serie Brewer 0508 muestra tramos significativos en los cuales tiene los valores mayores de las cuatro series.

2 - En las series diarias de Murcia se observa como las curvas EP y Brewer9601 están casi emparejadas en muchos tramos del ciclo anual pero destaca que en febrero, marzo y noviembre EP da valores claramente inferiores. Se precisa explicación. La serie N7 es también superior en muchos tramos a estas dos. Sin embargo, comparada con la serie Brewer0208, hay tramos muy similares, desde finales de abril a junio en que los valores de N7 son superiores, el mes de noviembre y diciembre en el que N7 muestra valores inferiores a la serie Brewer citada. También se observa como el máximo anual se adelanta una quincena en la serie 2002-2008 respecto a la serie 1978-1993. Los valores mínimos anuales de la serie Brewer0208 son 10 o 15 UD más altos que el resto de las series.

Y finalmente, respecto a las tendencias calculadas a partir de las anomalías estandarizadas diarias de la series N7.

1 - Las tendencias negativas mayores corresponden a los primeros tres meses del año. Para Madrid, las pérdidas mayores se producen a lo largo del mes de marzo con una tendencia de -2.2 año^{-1} y un error de $0,4 \text{ año}^{-1}$. La tendencia del mes de agosto es también negativa y tiene un valor -1.0 año^{-1} pero con un error de solo 0.1 año^{-1} acorde con la baja variabilidad obtenida en todos los periodos de tiempo referidos a ese mes: diario, quincenal y mensual. Mont-Louis presenta valores negativos mayores en las tendencias entre enero y mayo por lo que podemos deducir que la pérdida de ozono ha sido superior en latitudes más altas. Otro hecho a destacar es la cuantía de los errores que son más grandes en el periodo de invierno y primavera. En verano, el valor de la tendencia es alrededor de la tercera parte de las estaciones anteriores pero el error es también más pequeño.

2 - Para Murcia y Lisboa, los valores obtenidos todos los meses son similares a excepción de abril y mayo en los que la tendencia negativa de Lisboa es mayor. Concretamente en mayo el valor es de -1.7 año^{-1} en Lisboa y -0.9 año^{-1} en Murcia. El patrón de la figura es muy similar al que representa a Madrid y Mont-Louis, únicamente los valores de julio son algo mayores que los de agosto al revés que en la pareja precedente. No se encuentra ningún tipo de tendencia estadísticamente significativa en junio.

3 - Los resultados son similares a los de Weatherhead et al. en lo relativo a las tendencias en el periodo 1978-95.

6 CLASIFICACIÓN Y VARIABILIDAD DE LOS REGÍMENES DE OZONO SOBRE LA PENÍNSULA IBÉRICA

Como se ha comprobado en el capítulo 5 de este trabajo, la distribución de datos de TOC sobre un emplazamiento no sigue una distribución de tipo normal. Si seguimos la evolución a lo largo del año, observamos que los valores promedios y la desviación estándar puede ser muy diferente de un mes a otro. Para explicar esta variabilidad vamos a utilizar un modelo conceptual basado en las distribuciones de los valores de TOC sobre una zona de acuerdo al tipo de masas de aire troposféricas y estratosféricas presentes sobre ella. Para caracterizar dichas distribuciones se van a utilizar histogramas de frecuencias y funciones kernel sobre los diferentes conjuntos de datos y, finalmente, un análisis de conglomerados (clusters) sobre la series de satélite N7 y EP.

6.1 APROXIMACIÓN AL MODELO CONCEPTUAL DE REGIMENES DE OZONO

Un primer problema que se ha encontrado en los análisis realizados en otros estudios es que la caracterización del TOC se basa en estadísticas sobre valores extremos, principalmente valores mínimos. Estos están muy influenciados por los procesos químicos que envuelven a los compuestos de cloro y por los descensos de temperatura por debajo de ciertos valores en la estratosfera polar y que se desarrollan en cortos periodos de tiempo (Müller et al., 2008).

Otra fuente de variabilidad en el TOC poco común son los eventos llamados “mini-agujeros de ozono” tal y como se encuentra en los trabajos de (Keil et al., 2007) sobre el Reino Unido y (Gil et al., 2004) sobre la Península Ibérica.

Se hace necesario el desarrollo de una herramienta que caracterice la distribución de valores de TOC, sus promedios, su dispersión y su posible modulación sobre una región determinada. Este desarrollo puede ayudar a la monitorización de los cambios interanuales o interdecadales sobre una región determinada y servir como base de comparación con otras regiones. Esta herramienta se basaría en aceptar la validez de la hipótesis de la existencia de “regímenes de ozono” cuyos valores típicos dependerían de la procedencia del aire y de la época del año.

Esta idea es original de los trabajos de (Shalamyanskiy y Romashkina, 1980), con desarrollo ulterior en (Karol et al., 1987), pero su consolidación se produce en dos trabajos posteriores de (Hudson et al., 2003) y (Hudson et al., 2006). Tradicionalmente, los estudios de ozono se realizan promediando los valores dentro de cinturones de igual latitud. Sin embargo, los estudios que involucran a los vórtices circumpolares se basan en el uso de la vorticidad potencial para definir el interior y el exterior de este vórtice separando regímenes diferentes. Llevando esta idea un poco más allá y utilizando valores de TOC y perfiles verticales de ozono en el hemisferio norte, se caracterizan cuatro distribuciones principales o “regímenes” de ozono: tropical, latitudes medias, polar y ártico mediante el uso de valores de vorticidad potencial y altitud del geopotencial a 200 hPa. Estos regímenes no son exactamente asociables al concepto de “masas de aire” tradicionales junto al suelo sino que definen el conjunto de cuerpos troposféricos y estratosféricos. Las fronteras de separación de los regímenes son el chorro subtropical (tropical y latitudes medias), chorro polar (latitudes medias y polar) y vórtice circumpolar (polar y ártico).

Dentro de estos regímenes se observa gran estabilidad de los valores promedios en intervalos de tiempo cortos aunque se observa dentro de ellos una notable evolución estacional. Son reconocibles también perfiles verticales de ozono típicos y alturas de la tropopausa asociadas a cada régimen y estación del año.

Sobre un observatorio se van a producir a lo largo de un año una sucesión de situaciones correspondientes a diferentes regímenes. Incluso si descendemos al intervalo de tiempo de un mes, esta situación sigue siendo cierta. Por ello, los promedios de TOC sobre un punto estarán determinados por los valores medios de los regímenes presentes y por su frecuencia en el intervalo de tiempo determinado. A mayor número de regímenes procedentes de latitudes elevadas, el TOC promedio del intervalo de tiempo será mayor ya que el aire es más rico en ozono. Esto será cierto si no se produce un empobrecimiento en origen de esos regímenes debido a causas fotoquímicas.

En el trabajo de (Hudson et al., 2003), la caracterización se realiza mediante el promediado espacial de los datos globales del TOMS del Nimbus-7. En este trabajo cambiaremos promediado espacial por promediado temporal sobre intervalos de tiempos diferentes en series temporales de puntos separados de la Península Ibérica. La idea de estudiar a fondo las distribuciones de las series de datos temporales de TOC nace de contemplar la Figura 7 del trabajo de Hudson antes citado, incluida en este trabajo como Figura 6.1 y que muestra como es posible originar un histograma de valores de TOC (en este caso de cobertura global) a partir de dos distribuciones gaussianas.

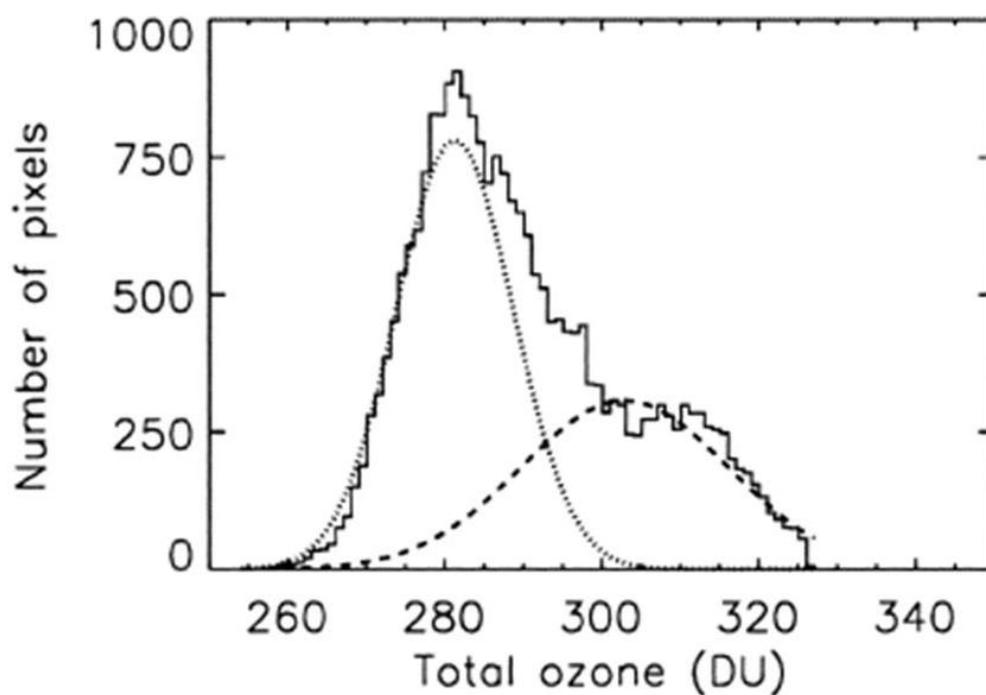


Fig 6.1. Figura 7 del trabajo de Hudson et al., 2003, mostrando como es posible el origen de un histograma típico de valores de TOC a partir de dos distribuciones gaussianas.

Tal y como se muestra en la Figura 3 del mencionado trabajo, existe evolución estacional de los valores dentro de cada régimen y también dependen de su latitud. Si es así, utilizando intervalos de tiempo más cortos, como por ejemplo un mes, sería posible determinar las características de cada uno de estos regímenes sobre una región o punto fijo mediante un análisis exhaustivo de la distribución de valores con base al intervalo temporal mensual.

Por ello, tomando las diferentes series de datos de que disponemos y muestreándolas mes por mes podemos llegar a ver si la distribución de TOC sigue una distribución multimodal como apuntaría la idea de la existencia de estos regímenes. Una vez caracterizados los valores de estos regímenes sobre un conjunto de datos correspondientes a una estación y un periodo de años considerado, sería posible analizar la variabilidad del TOC interanual o interdecadal

mediante su comparación con otros conjuntos de datos de diferentes periodos de años. En particular, los cambios en los valores medios y en las frecuencias de presencia de cada régimen en cada uno de los meses del año nos permitiría conocer la evolución del ozono incluso fuera de la región ya que, por ejemplo, la presencia de regímenes de tipo polar con valores más pobres en ozono indicarían la existencia de procesos que contribuyen a ese empobrecimiento fuera de la latitud de la Península Ibérica.

6.2 ANALISIS DE HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS RELATIVAS

El primer paso a realizar es la construcción de los histogramas de frecuencias para los conjuntos de datos de TOC. Para definir el intervalo adecuado entre clases se han tenido en cuenta criterios prácticos. Los valores de TOC oscilan entre 200 y 500 UD por lo que muestrearlos de 10 en 10 UD parece lógico. Por otra parte, esta elección está apoyada en las recomendaciones para elegir el intervalo de clase óptimo tal y como vienen descritas en el libro de (Wilks, 2006). El valor óptimo está relacionado con el Rango Intercuartílico, el número de datos y un factor "c" (entre 2,0 y 2,6). Este factor debe de ser $c=2,6$ para distribuciones gaussianas perfectas (Scott, 1992) pero las distribuciones mensuales de TOC están sesgadas por lo que se recomienda utilizar un factor más pequeño. Utilizando un factor de 2,4 como valor de "c" se encuentra que 10 UD son un buen compromiso para los diferentes tamaños y valores de las distribuciones estudiadas.

En la sucesión de gráficas de la Figura 6.2 que representan los histogramas de la distribución de los datos de TOC para la serie TOMS N7 entre 1978 y 1993, es posible ver como evoluciona la agrupación de los datos según la época del año. Se han elegido los meses de febrero por su alta variabilidad, mayo por albergar o estar muy próximo a los valores máximos anuales, agosto por su poca variabilidad y noviembre por albergar o estar muy próximo a los mínimos anuales. Las

características de variabilidad son rápidamente visibles en febrero al mostrar una gran dispersión de valores y agosto por el efecto contrario. En el mes de febrero parece posible reconocer tres máximos, sugiriendo una distribución trimodal cuyos valores centrales podrían corresponder con los valores centrales de los regímenes de ozono. En el caso de mayo y noviembre también se aprecian dos o tres máximos siendo más difícil de discernir en agosto.

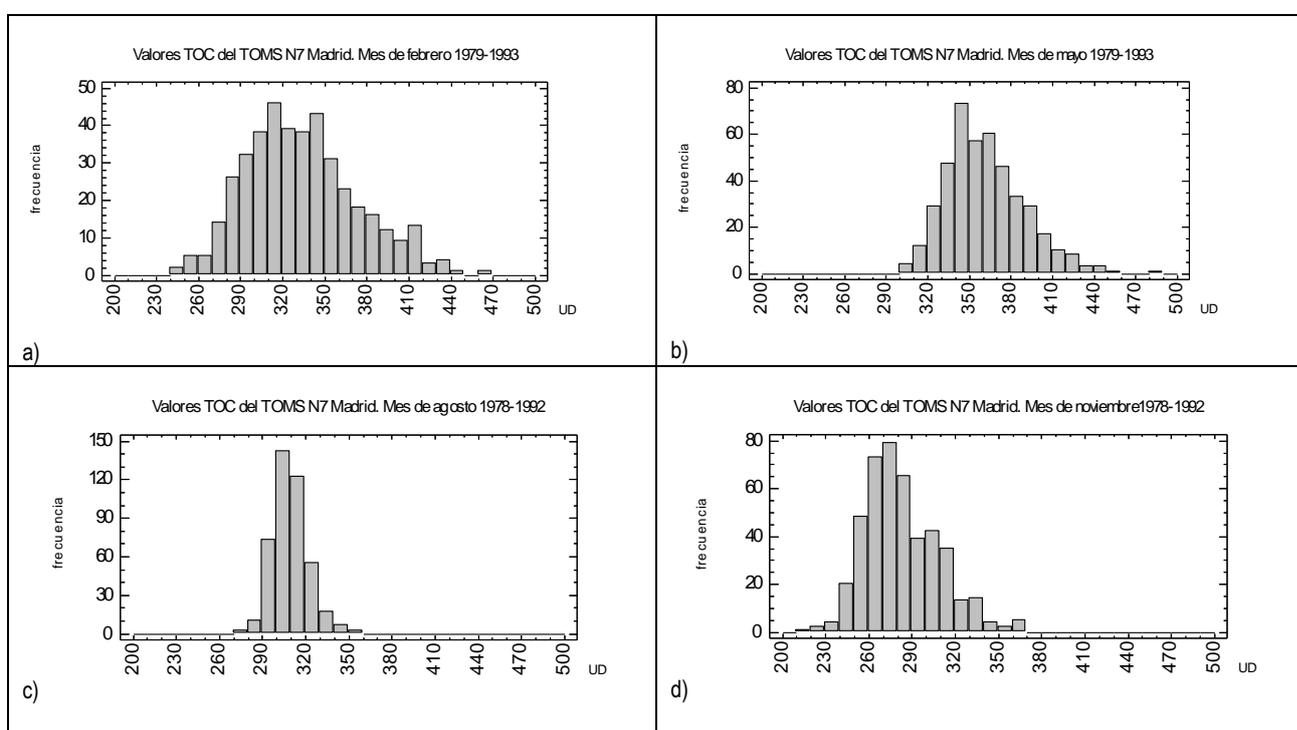


Figura 6.2. Histograma de valores de TOC para el sobrevuelo del TOMS del N7 sobre Madrid. Intervalo temporal: 1978-1993. a) Febrero, b) Mayo, c) Agosto, d) Noviembre

Comparando febrero y mayo podemos ver que hay un gran número de casos de TOC elevados correspondientes a una alta frecuencia de presencia del régimen polar sobre Madrid, sin embargo, los valores que podríamos asociar a los regímenes tropicales y latitudes medias son

más pequeños que en mayo, por lo que en al promediar todos los valores el TOC promedio en mayo es más elevado que en febrero.

El procedimiento inicial de análisis es construir los histogramas de frecuencias relativas para cada una de las clases de 10 UD entre 200 y 500 UD para Madrid y Murcia y para cada uno de las series e intervalos temporales de que disponemos.

Para Madrid hemos realizado los cálculos para los juegos de datos siguientes: TOMS N7 (1978-1993), TOMS EP (1996-2001), Brewer (1993-1995) y Brewer (1996-2002). Hemos seleccionado estas dos partes de la serie Brewer porque en 1993-95 se registraron valores promedio muy bajos. Los resultados se pueden ver en los gráficos de la Figura 6.3.

En el gráfico a) de la Figura 6.3 correspondiente a la distribución de frecuencias relativas de febrero en Madrid son discernibles los tres picos asociados a los regímenes de ozono: un pico pequeño a la derecha asociado al régimen polar, un pico central asociado al de latitudes medias y uno a la izquierda con la frecuencia más elevada, asociado al régimen tropical. Si nos fijamos en la posición de los picos de la serie N7 como referencia, observamos que en el caso del pico polar, este se traslada hacia valores más pequeños, indicando un empobrecimiento de dicho régimen. El pico de latitudes medias de las series EP y Brewer 9602 no muestra en ningún caso desplazamiento respecto al N7, manteniendo sus valores característicos. El pico tropical muestra un ligero movimiento hacia valores más bajos en EP y Brewer 9602 pero sobre todo un aumento de un 3% importante en la frecuencia relativa de dicho régimen respecto al del N7. Por tanto este régimen tropical era más frecuente en 1996-2002 que en 1978-1993. Esta mayor frecuencia en regímenes con valores bajos de ozono puede explicar el hecho de que el promedio mensual de febrero para la serie Brewer 9602 sea bastante más bajo que el N7 7893 e incluso más bajo que

Brewer 9395. Otra característica importante es el empobrecimiento en los valores centrales de la serie Brewer 9395. Una posible explicación de este empobrecimiento podrían ser el efecto en latitudes bajas y medias de los aerosoles de la erupción del Pinatubo.

Para el mes de mayo representado en el gráfico b), podemos ver que los picos asociados a los regímenes tienen mayores valores que en febrero por lo que en esta época del año contienen más ozono y esto explica que los valores promedio completos del mes de mayo sean más elevados que los de febrero. Comparando N7 con las dos series EP y Brw9602 se observa que estas dos últimas muestran picos con valores centrales menores pero sobre todo se aprecia como aumentan las frecuencias en regímenes de bajo contenido en ozono y disminuye la frecuencia de los de contenido medio. Estas parecen ser las causas del importante descenso en los niveles de TOC en el mes de mayo. Este hecho es aún más acusado en la serie Brewer 93-95.

En el gráfico c) se muestran los histogramas de agosto. Se aprecia un solo pico aunque sería posible discriminar dos si se redujera el intervalo entre clases. No aparecen trazas de régimen polar. Los regímenes tropical y de latitudes medias se confunden prácticamente en uno solo. La curva Brw9395 está un poco más desplazada hacia valores más pequeños. Las curvas N7 y Brw9602 son bastante similares.

Para finalizar, el gráfico d) muestra los histogramas de noviembre. En este caso, se observan ligeros desplazamientos de los valores de Brw9602 hacia valores más grandes. Destaca la alta frecuencia de regímenes tropicales en el conjunto Brewer9395 con pico central similar al N7 y al EP9601 a 275 UD.

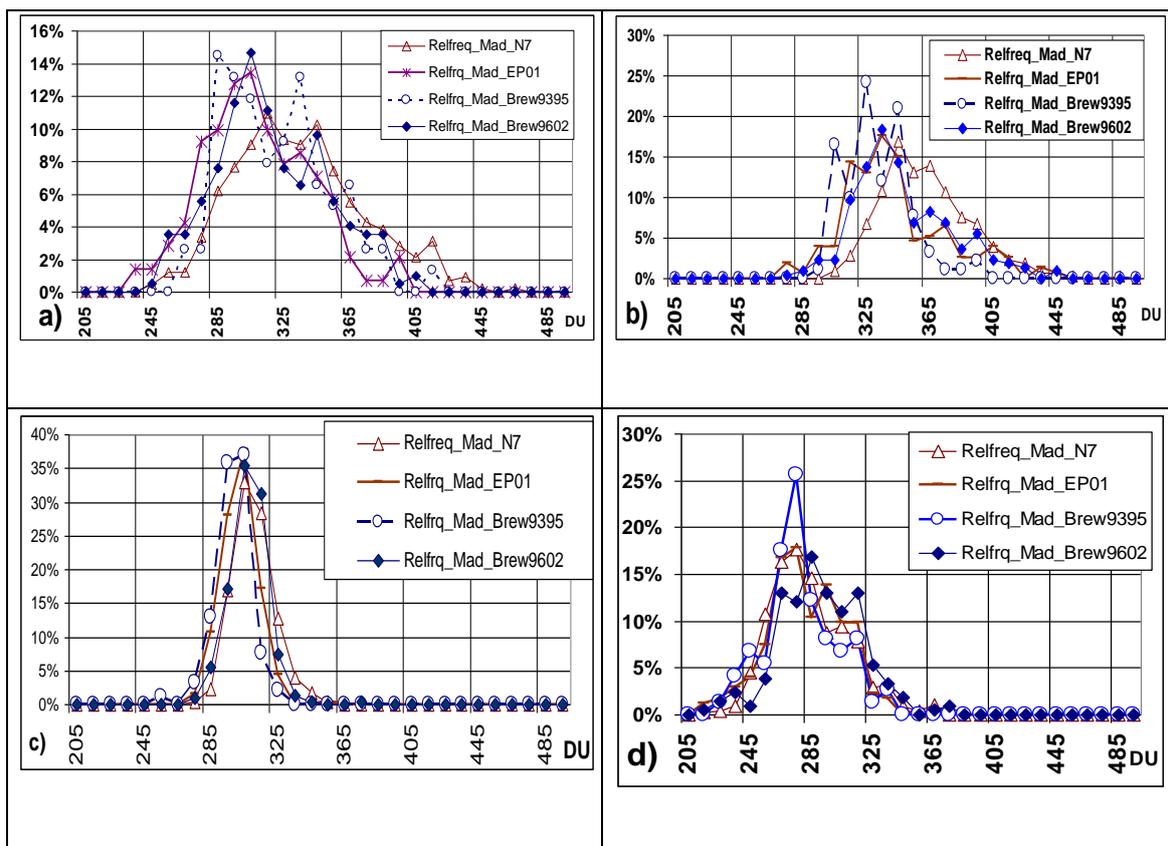


Figura 6.3. Frecuencias relativas para clases con intervalos de 10 UD desde 200 a 500 UD. Sobrevuelos de Madrid del TOMS N7 1978-93 (triángulos) y del TOMS EP 1996-01 (cruces), Madrid Brewer 1993-95 (círculos) y Madrid Brewer 1996-02 (diamantes). a) febrero, b) mayo, c) agosto y d) noviembre.

6.3 ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL. SERIES DE SATÉLITES

Fijando los límites de cada clase de manera fija, logramos hacer discreta la curva de densidad de probabilidad, pero aún quedan problemas por resolver ya que los intervalos no son apropiados sobre todo en el caso de agosto en los cuales todos los valores se agrupan en un intervalo de solo 30 UD y, por otra parte, fijar el valor central presupone que asociamos todos los valores de ese clase a dicho valor perdiendo precisión.

Para resolver estos problemas se ha utilizado una aproximación no paramétrica al cálculo de las funciones de densidad de probabilidad que sería el equivalente continuo de los histogramas de frecuencias relativas calculados en el apartado anterior. La técnica utilizada es el suavizado de la función de densidad de probabilidad (FDP) mediante funciones kernel que proporcionan una alternativa no paramétrica a dicha FDP (Wilks, 2006). Las funciones kernel utilizadas en este trabajo han sido las gaussianas por ser las más comúnmente utilizadas pero también porque nuestra hipótesis de trabajo es que la distribución de valores de TOC a lo largo de un periodo engloba dos o más distribuciones de probabilidad. El parámetro de suavizado fue ajustado a 0,5 después de algunos ensayos porque los resultados ofrecían el mejor aspecto. En ocasiones, los datos alejados de los valores centrales en la cola de la derecha ocasionan un aspecto “ruidoso” en esa zona pero como la zona central parece bien modelizada, se transige en ese aspecto cuidando de no sacar conclusiones sobre el comportamiento de dicha cola.

En la Figura 6.4 mostramos el resultado de aplicar dichas funciones kernel a los conjuntos de datos de los sobrevuelos del TOMS sobre Madrid tanto del N7 como del EP para febrero, mayo, agosto y noviembre. Con ello obtenemos un muestreo razonable de la variabilidad anual y sobre todo evitamos la pérdida de información que ocasiona el filtrado y suavizado resultante de estudiar todos los meses a la vez.

En la gráfica a) se muestran el conjunto de las curvas para los cuatro meses citados del N7 1978-93. El eje de ordenadas muestra la frecuencia relativa. Vemos por tanto que agosto tiene una concentración de valores alrededor de un estrecho rango. Se ve que las funciones kernel resuelven dos picos en agosto diferenciando por tanto dos tipos de regímenes aunque sus valores centrales estén próximos. En cambio, el mes de febrero muestra una distribución menos

privilegiada en cuando a acentuar los máximos. Existe una amplia meseta en la que se adivinan dos o tres valores máximos y se apuntan otros dos picos con regímenes fríos. Ambas colas derecha e izquierda son amplias mostrando como característica principal de este mes una muy amplia variabilidad de situaciones de ozono en el periodo considerado. Por comparación, el mes de mayo muestra una distribución mucho más centrada en valores altos por lo que incluso los dos claros picos que podemos asociar a regímenes tropicales o de latitudes medias tienen valores considerablemente más altos (más de 40 UD) que los de febrero o que los del mes de noviembre.

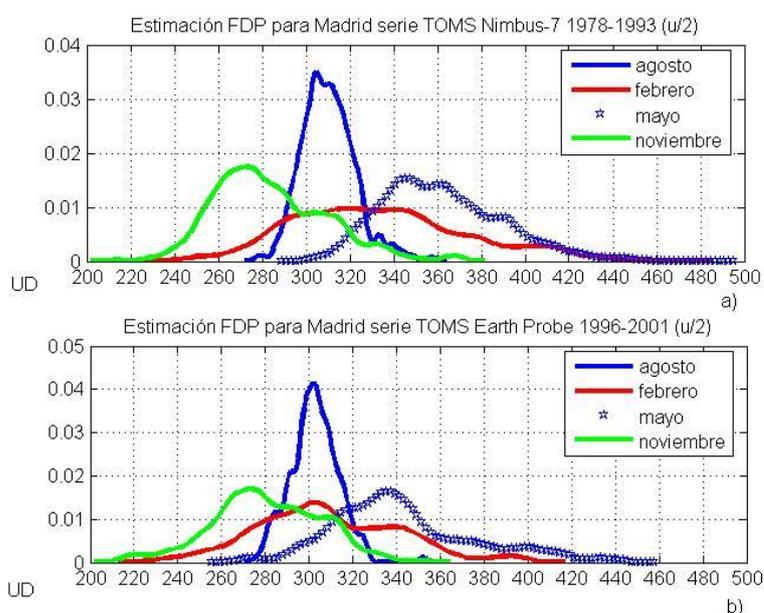


Figura 6.4. Estimación de las FDP mediante funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los datos de TOC de la serie de sobrevuelos de Madrid del N7 (gráfico a) y del EP (gráfico b). Meses: Agosto, febrero, mayo y noviembre. Unidades en abscisas: Unidades Dobson. Ordenadas: frecuencias relativas.

Sin embargo, el pico asociado a regímenes polares en mayo parece menor en valor central que el de febrero, salvo que este último pueda ser asociado al régimen ártico. En noviembre todos

los regímenes tienen valores más bajos como corresponde al mes próximo al mínimo de ozono anual en latitudes medias del hemisferio norte.

En el gráfico b) tenemos los mismos meses pero correspondientes al sobrevuelo de Madrid del EP (1996-2001). Llama la atención el retroceso hacia valores más bajos de toda la curva del mes de mayo en el EP.

Para facilitar la comparación procedemos a representar cada mes seleccionado las dos curvas de datos de satélite en la Figura 6.5. Supondremos que las medidas de los dos instrumentos son similares, ambos son instrumentos TOMS, y que por tanto la comparación de las curvas aportará información valiosa de la evolución de la distribución de los valores de TOC entre 1978-93 y 1996-2001.

Fijándonos en el gráfico a) de febrero se aprecia el cambio de una curva suave con situaciones no definidas tropicales y medias latitudes a otra con un pico muy marcado de regímenes tropicales. Está claro que en los meses de febrero de 1996-2001 se produjo un marcado aumento de las situaciones tropicales hasta un 50% en su frecuencia relativa. El pico asociado a regímenes polares que aparece claro en N7, disminuye tanto en frecuencia como en su valor central. El descenso experimentado en los promedios en febrero se origina en un empobrecimiento de ozono en el aire polar y, tan importante como ello, en el aumento de situaciones tropicales. La frecuencia de los regímenes vendría caracterizada por el área bajo la curva en cada zona. Se ve que en la evolución del TOC del EP, una parte importante de la superficie de la curva se traslada hacia valores tropicales y que la parte relativa a los valores polares ha empequeñecido y los valores centrales de los picos están en valores más bajos. En la curva EP es fácil reconocer los valores típicos de los regímenes, no así en la curva N7. Por

tanto, en el mes de febrero, se ha producido un empobrecimiento de ozono en regímenes fríos pero también un aumento sensible de frecuencia de regímenes tropicales entre el periodo representado por la serie N7 y la serie EP.

En el gráfico b), correspondiente a mayo, se observa el movimiento hacia la izquierda (valores más bajos) de la curva. Las pérdidas más importantes en este caso se tienen en las situaciones de latitudes medias ya que las frecuencias correspondientes a valores altos (derecha de la curva) son muy similares e incluso parece que el pico correspondiente a situaciones polares, o al menos frías; aumenta en su valor central. Este descenso encuentra su balance en un importante aumento de las frecuencias de situaciones de contenido pobre en ozono o tropicales. Para el valor 320 UD en mayo que correspondería a este tipo aunque podría ser un valor promedio anual, la frecuencia relativa en la curva EP triplica su valor respecto a la curva N7. También hacen su aparición valores muy bajos (para esa época del año) que no aparecían en el periodo 1978-1993. Todo ello justifica el valor bastante importante de la pérdida de TOC en mayo respecto a los niveles N7. Este hecho se debería a la frecuente aparición de masas tropicales muy pobres en ozono y en una drástica disminución en frecuencia de los regímenes de latitudes medias. En cambio se producen pocos cambios en los regímenes fríos.

En el gráfico c) podemos ver los valores de agosto, que muestran también ese desplazamiento hacia la derecha aunque menos acusado debido a la concentración de los valores del TOC en ese mes alrededor de un intervalo estrecho. No obstante, el pico principal parece retrasarse en unas 5 UD. En la curva EP parece desaparecer el pico correspondiente a regímenes de latitudes medias quedando solo regímenes tropicales. Como conclusión, se aprecia una disminución muy

acusada de regímenes latitudes medias, un aumento de regímenes tropicales y un ligero descenso en sus valores medios de los tropicales con aparición de valores pobres en ozono.

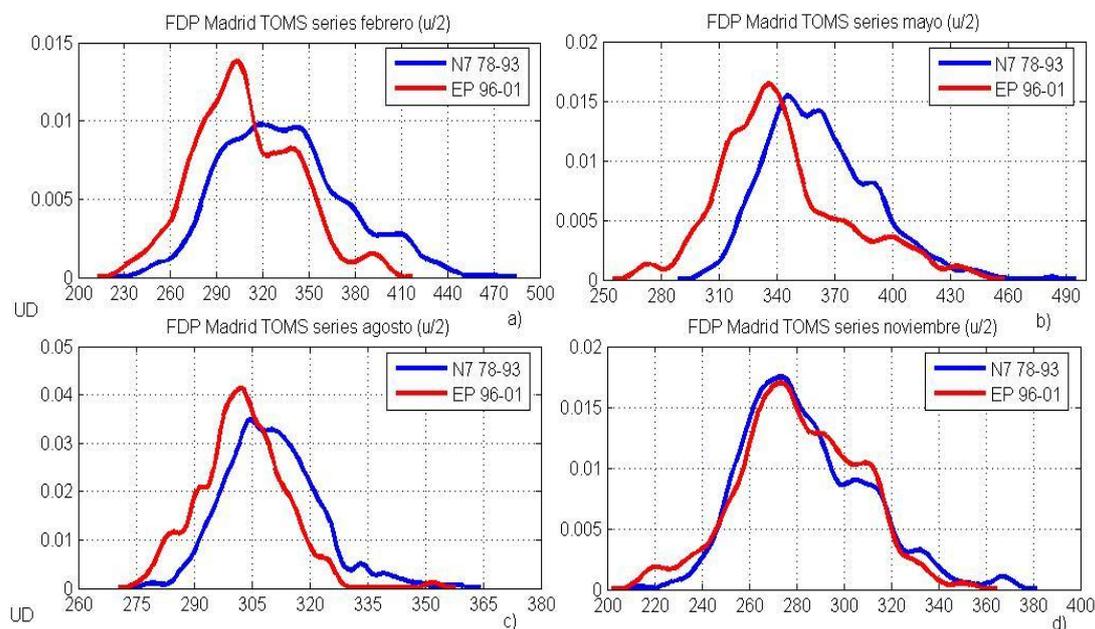


Figura 6.5. Estimaciones de la Función de Densidad de Probabilidad a partir de funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los sobrevuelos de Madrid (N7 y EP), a) febrero, b) mayo, c) agosto y d) noviembre. Abscisas: Unidades Dobson, Ordenadas: Frecuencias relativas.

Y finalmente, llegamos a noviembre (gráfico d) en donde no se aprecia ningún desplazamiento importante de las curvas. Se aprecia únicamente la aparición de un pico muy pequeño correspondiente a situaciones de muy poco ozono cercano a 220 UD en la curva EP y la reorganización de los eventos fríos hacia valores centrales más bajos pero manteniendo frecuencia conjunta parecida, mezclándose con eventos de latitudes medias. En conjunto se aprecia un ligero trasvase en frecuencia de eventos ricos en ozono hacia eventos extremos pobres en ozono cálidos. Es posible que los valores típicos de regímenes polares y árticos hayan

perdido muchas características debido a los procesos dinámicos y fotoquímicos asociados con el vórtice polar y eventos de mini-agujeros.

A continuación realizaremos el mismo análisis con los valores de los sobrevuelos del N7 y del EP sobre Murcia representados en la Figura 6.6. En el gráfico a) correspondiente a febrero la curva de N7 marca más los máximos pero se observa también como en la curva de EP se produce un corrimiento hacia valores más bajos. Tanto el máximo asociado con regímenes tropicales como el de latitudes medias sufren un retroceso en su valor central. La frecuencia de los tropicales aumenta y disminuyen los de latitudes medias. El valor de la frecuencia de los regímenes polares disminuye a la mitad y su valor central también disminuye. Con matices, estas curvas son muy similares a las de Madrid y podemos sacar las mismas conclusiones.

En el gráfico b) se muestran los valores de mayo. En la curva EP se aprecia un importante aumento de la frecuencia de regímenes tropicales respecto a N7 pero también respecto a Madrid. Este hecho, asociado a la importante disminución en eventos de medias latitudes y polares, hace que podamos concluir que el cambio en las frecuencias de dichos regímenes sea la causa principal para explicar el descenso de la cantidad promedio de TOC en mayo en Murcia. Las conclusiones son similares a las de Madrid, pero se observa un aumento importante de la frecuencia de los regímenes tropicales y la desaparición de una parte importante de regímenes de latitudes medias.

Las curvas de agosto vienen representadas en el gráfico c). Como en el caso de Madrid, en Murcia es posible distinguir dos máximos. Si consideramos que el valor central de situaciones tropicales no ha cambiado, entonces se produce un importante aumento de frecuencia en los regímenes tropicales, una importante disminución de los regímenes de latitudes medias y la

aparición de regímenes muy pobres en ozono. En la curva EP, se aprecia un corrimiento hacia valores más altos, pero se aprecia un importante pico con valor central entre ambos picos de la curva N7 y un pico secundario a su izquierda. Se observa también la casi desaparición de situaciones más ricas en TOC respecto al periodo 1978-93.

El mes de noviembre está representado en el gráfico d) con características similares a Madrid: no hay desplazamiento apreciable de la curva, hay un ligero aumento de los regímenes tropicales y se produce un máximo secundario con aire muy pobre en TOC en este caso centrado alrededor de 240 UD.

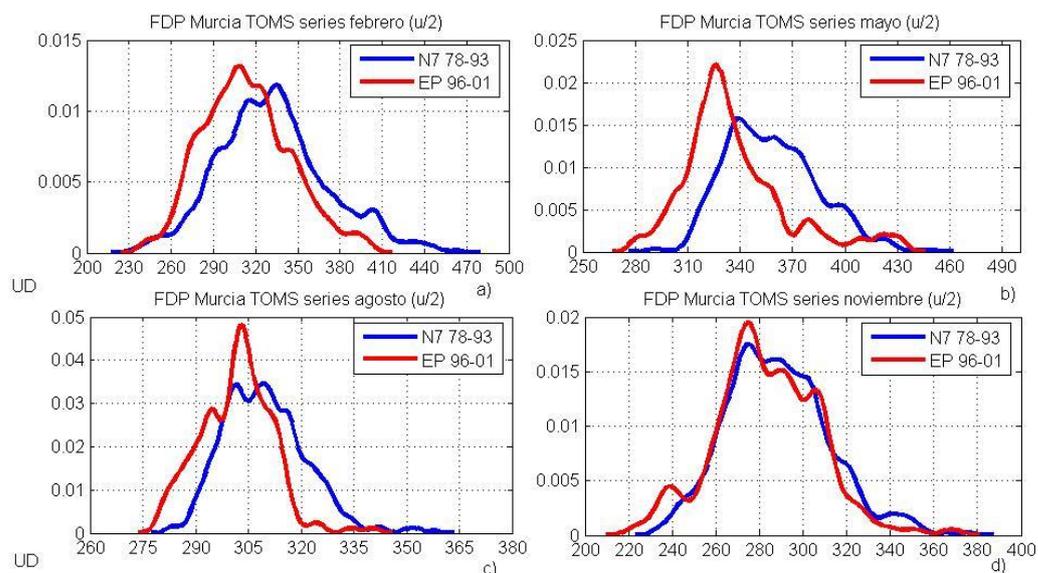


Figura 6.6. Estimaciones de la Función de Densidad de Probabilidad a partir de funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los sobrevuelos de Murcia (N7 y EP), a) febrero, b) mayo, c) agosto y d) noviembre. Abscisas: Unidades Dobson, Ordenadas: Frecuencias relativas.

En la Tabla 6.1 se han consignado la posición de los valores centrales de los regímenes que ha sido posible identificar mediante inspección visual de las curvas y del listado de frecuencias relativas.

	NIMBUS-7	1978-1993		EARTH PROBE	1996-2001	
FEBRERO	<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>		<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>	
Tropical	320	9,77E-03	MADRID	303	1,38E-02	MADRID
Mid-latitude	344	9,55E-03		338	8,24E-03	
Polar	407	2,77E-03		392	1,50E-03	
Tropical	316	1,08E-02	MURCIA	308	1,32E-02	MURCIA
Mid-latitude	334	1,19E-02		343	7,26E-03	
Polar	400	2,89E-03		392	1,39E-03	
MAYO	<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>		<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>	
Tropical	347	1,54E-02	MADRID	335	1,64E-02	MADRID
Mid-latitude	360	1,41E-02		374	4,94E-03	
Polar	391	8,06E-03		400	3,56E-03	
Tropical	336	1,57E-02	MURCIA	327	2,21E-02	MURCIA
Mid-latitude	359	1,35E-02		355	7,91E-03	
Polar	396	5,53E-03		420	2,02E-03	
AGOSTO	<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>		<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>	
Tropical	305	3,50E-02	MADRID	302	4,14E-02	MADRID
Mid-latitude	310	3,28E-02		323	6,46E-03	?
Polar	334	4,97E-03	?			
Tropical	300	3,49E-02	MURCIA	295	2,88E-02	MURCIA
Mid-latitude	310	3,46E-02		303	4,82E-02	
Polar						?
NOVIEMBRE	<i>Valor TOC</i>	<i>f (densidad)</i>		<i>Valor TOC (</i>	<i>f (densidad)</i>	
Tropical	273	1,75E-02	MADRID	274	1,70E-02	MADRID
Mid-latitude	305	8,99E-03		310	1,04E-02	
Polar	331	3,23E-03				?
Tropical	275	1,76E-02	MURCIA	276	1,95E-02	MURCIA
Mid-latitude	288	1,62E-02		289	1,51E-02	
Polar	342	1,98E-03		307	1,33E-02	

Tabla 6.1 Valores más probables para los regímenes de ozono en Madrid y Murcia a partir de las series de sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7 (1978-1993) y del Earth Probe (1996-2001). Los valores con el símbolo ? al lado indican poca fiabilidad.

Estos datos permiten dar los niveles de TOC más probables durante un mes que caracterizan un intervalo de tiempo de varios años. Los cambios en estos valores en diferentes meses del año caracterizan la variabilidad del TOC sobre la Península Ibérica.

Para resumir los eventos comparativamente entre la serie N7 y EP, se ha procedido a una clasificación de los casos de aumentos o disminuciones en el valor central de cada régimen identificado y en el aumento o retroceso en la frecuencia de dicho régimen. Se ha construido una tabla (la 6.2) en la que se define como evento tipo 1 el aumento en la serie EP del nivel del valor central y aumento también de la frecuencia respecto a los de la serie N7. Evento tipo 2 sería un aumento del valor central de la clase pero una disminución de la frecuencia de dicho régimen. Evento tipo 3 sería una disminución del valor central de la clase pero acompañado de un aumento en la frecuencia del tipo de régimen. Evento tipo 4 sería una disminución de ambos parámetros: nivel del valor central del régimen de ozono y disminución también de la frecuencia.

Un rápido vistazo a la Tabla 6.2 nos muestra qué ocurre con los tipos de régimen a lo largo del año. El régimen tropical aparece como más frecuente en febrero y marzo en el periodo 1996-2001 que en el 1978-1993 aunque se reduce su valor central. En agosto no está claro lo que ocurre y en noviembre se produce una disminución de frecuencia pero un aumento en el valor central o un aumento en ambas en Murcia. El caso más complejo es el del régimen de latitudes medias que muestra disminución de frecuencias en febrero y mayo y es difícil de determinar su valor central. En agosto, disminuye su frecuencia y en noviembre aumenta sus valores centrales también como el caso tropical.

Finalmente el régimen polar disminuye en frecuencia y valores en febrero, disminuye en frecuencia pero aumenta en valores en mayo, no es identificable en agosto y tampoco está claro su identificación y evolución en noviembre. Destacan las pérdidas en valores centrales y la ganancia en frecuencia de situaciones tropicales en febrero y mayo así como las ganancias tanto en valores centrales como en frecuencia de situaciones polares o de medias latitudes en noviembre en Madrid. Agosto se caracteriza por mostrar pocas variaciones significativas.

	FEBRERO	Clase		AGOSTO	Clase
Madrid	Tropical	3	Madrid	Tropical	3
	Mid-latitude	4		Mid-latitude	2
	Polar	4		Polar	
Murcia	Tropical	3	Murcia	Tropical	4
	Mid-latitude	2		Mid-latitude	3
	Polar	4		Polar	
	MAYO			NOVIEMBRE	
Madrid	Tropical	3	Madrid	Tropical	2
	Mid-latitude	2		Mid-latitude	1
	Polar	2		Polar	1
Murcia	Tropical	3	Murcia	Tropical	1
	Mid-latitude	4		Mid-latitude	2
	Polar	2		Polar	

Tabla 6.2 Composición de pérdidas y ganancias entre los valores y frecuencias de los regímenes de ozono del Earth Probe (1996-2001) menos los del N7 (1978-1993). Ver código de valores 1, 2, 3 y 4 en el texto.

6.4 ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL. SERIES BREWER

A continuación pasaremos a analizar la serie Brewer de Madrid. Vamos a separarla en tres periodos: 1993-1995, 1996-2002 y 2005-junio2008. Se muestra la composición de las estimaciones de las funciones de distribución de probabilidad para cuatro meses en cada uno de los tramos de la serie en los gráficos a) 1993-1995, b) 1996-2002 y c) 2005-2008 de la Figura 6.7 en la que se aprecian importantes diferencias que serán discutidas a continuación. Continúa apreciándose de manera clara como se agrupan de manera diferente los valores de TOC en función de la época del año.

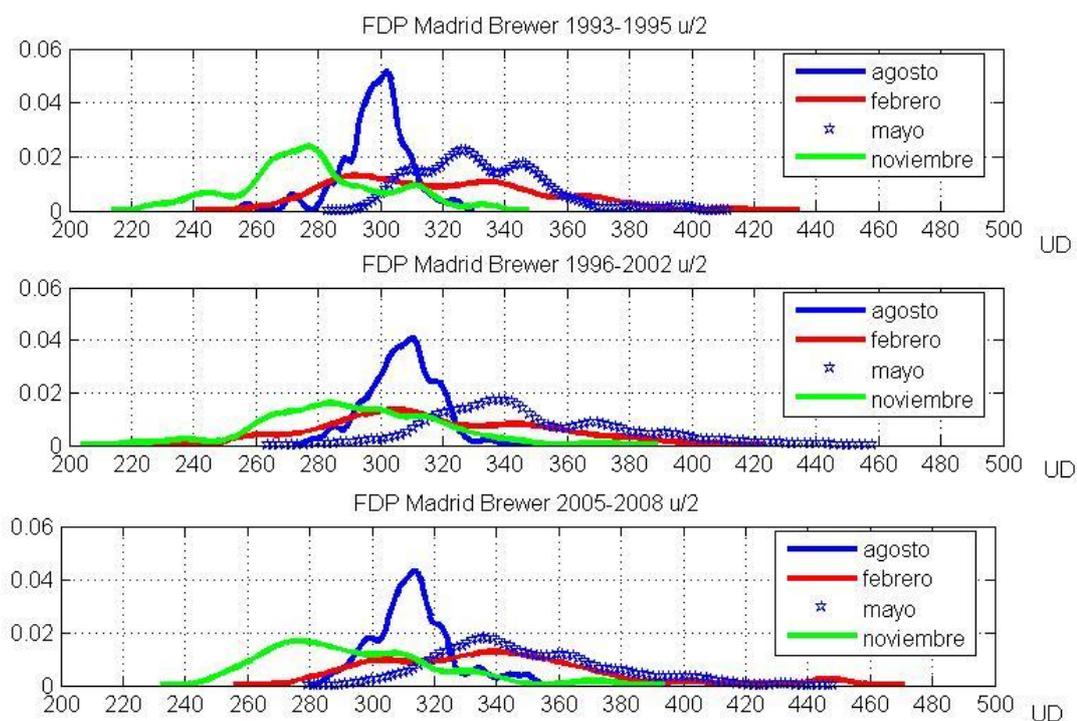


Figura 6.7. Estimación de las FDP mediante funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los datos de TOC de los trozos de la serie Brewer de Madrid: a) 1993-1995, b) 1996-2002 y c) 2005-2008. Meses: agosto, febrero, mayo y noviembre. Unidades en abscisas: Unidades Dobson. Ordenadas: frecuencias relativas.

La comparación mes a mes se realiza en la Figura 6.8. El mes de febrero, representado en el gráfico a) muestra una estructura de máximos en las cuales se aprecia como en 2005-2008 se producen cuatro picos, quizás con las características de los regímenes tropical, de latitudes medias, polar y ártico (este último con valores muy elevados, alrededor de 445 UD). Los picos tropical y de latitudes medias coinciden en valor central con el periodo 1996-2002. El periodo 1993-1995 muestra valores centrales ligeramente inferiores respecto a los otros dos. Los regímenes tropicales predominan entre 1993 y 2002 y los de latitudes medias entre 2005 y 2008. Podemos concluir que en febrero en la serie Brewer se muestra la aparición de regímenes árticos en 2005-2008 y un incremento de frecuencias latitudes medias con disminución de frecuencias régimen tropical. Más TOC que en 93-02. Pocos cambios entre 93-95 y 96-02.

El mes de mayo (gráfico b) se caracteriza por valores inferiores en el periodo 1993-95 con muy poca frecuencia de regímenes por encima de 370 UD. Esta parte de la curva es similar para 1996-02 y 2005-08. Como en bastantes otros casos, la posición del máximo de latitudes medias es complicado de situar. Parece desplazarse hacia valores menores en el periodo 2005-08 respecto a 1996-02. La posición y frecuencia de los regímenes tropicales coinciden en ambos periodos. En 1993-1995 hay predominio de los regímenes tropicales con un máximo muy apuntado y con valores centrales inferiores a los periodos posteriores. La atmósfera tropical era más pobre en TOC que en periodos posteriores. Como conclusión se observa en mayo un aumento de regímenes tropicales y pérdida de valor central en 93-95. Pérdidas en frecuencia de regímenes polares. Pocos cambios entre 96-02 y 05-08.

Las curvas de agosto (gráfico c) muestran al periodo 1993-1995 con registros de TOC bastante inferiores. El máximo del régimen tropical que es el único que se distingue claramente está en

valores inferiores en 5 y 7 UD a los periodos 1996-02 y 2005-08 respectivamente y tiene frecuencia superior. Estos dos últimos periodos muestran frecuencia del máximo tropical similar. La curva 2005-08 está ligeramente desplazada hacia valores más altos. Se observan por tanto, pérdidas importantes en valores centrales y aumento en frecuencia de regímenes tropicales en 93-95. Ligero aumento de valores de latitudes medias y tropicales en valores centrales entre 0508 y 9602.

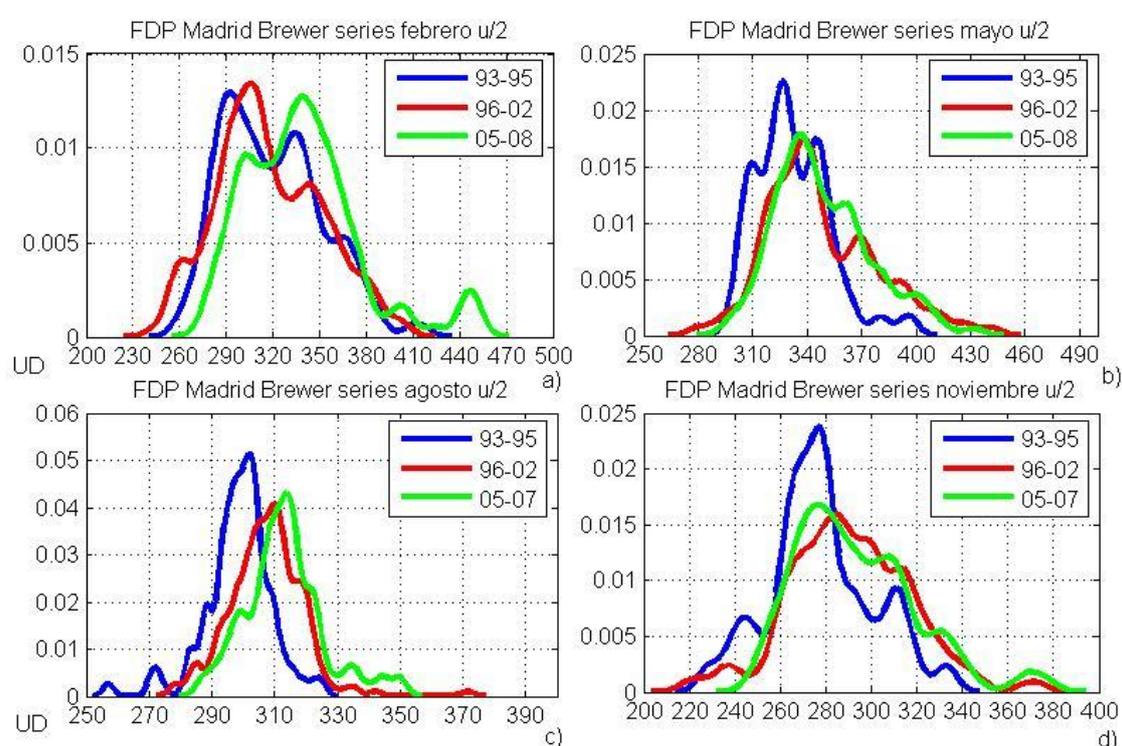


Figura 6.8. Estimaciones de la Función de Densidad de Probabilidad a partir de funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los datos de TOC de los tramos de la serie Brewer de Madrid: 1993-1995, 1996-2002 y 2005-2008. a) febrero, b) mayo, c) agosto y d) noviembre. Abscisas: Unidades Dobson, Ordenadas: Frecuencias relativas.

La curva de noviembre (gráfico d) tiene como característica principal, de nuevo el alto valor en frecuencia del máximo tropical en 1993-95 con valor central igual al de 2005-08 y ligeramente inferior al de 1996-02. Otra característica es la aparición de un régimen de valores muy bajos en 1993-95 centrado alrededor de 240 UD. Los valores centrales de los regímenes de latitudes medias y polares en 1993-95 son ligeramente superiores a los de 2005-08. En el periodo 93-95 hubo un aumento muy marcado en frecuencia de regímenes tropicales pero poca disminución en valor central. Se produce una desaparición de casos TOC muy pobre en el periodo 0508 y un aumento ligero de los casos polares. En cambio, en ese periodo, hay pocas diferencias en valores centrales en el pico de latitudes medias y tropicales.

La conclusión principal extraída del estudio de estas curvas es que el periodo 1993-1995 fue un periodo de valores de TOC excepcionalmente bajos comparados con todos los otros conjuntos de datos y periodos. Valores superiores a 400 UD fueron excepcionales en este periodo incluso en el mes de mayo. Otra conclusión es que parece que comparado con 1993-2002, parece existir un incremento de los valores de TOC por efecto del periodo 2005-2008 en los cuatro meses considerados, sobre todo en el mes de febrero. En el periodo 1992-2002 aparecen en el mes de noviembre un régimen con valores de ozono muy bajos.

Realizando el mismo análisis para el conjunto de datos del Brewer de Murcia y dividiéndolo en dos tramos: 1996-2002 para poder comparar con el Brewer de Madrid y 2003- agosto de 2008, se muestran los resultados en la Figura 6.9. En el gráfico a) de dicha figura se muestran las dos curvas de febrero. Se puede apreciar como el pico de regímenes tropicales tiene el mismo valor para ambos periodos, pero la frecuencia relativa es ligeramente superior en 1996-2002. Se aprecia también como la cola izquierda es más nutrida en ese periodo, llevando a que en

términos relativos hay más días con valores bajos de TOC que en 2003-08. En este último periodo, el máximo correspondiente al régimen de latitudes medias está muy marcado y también se marca bien el correspondiente al régimen polar. Como conclusión podemos decir que el aumento de los promedios de TOC en febrero en este periodo se puede explicar por el incremento en las frecuencias de regímenes de latitudes medias y polares respecto al periodo 1996-02.

El gráfico b) corresponde a mayo y muestra un corrimiento hacia valores mayores en el periodo 2003-08. Se aprecia un ligero aumento en el valor central del régimen tropical sin cambiar de frecuencia y un aumento en dicho valor para el régimen de latitudes medias. Sin embargo, en este caso, se reduce la frecuencia en el pico como si se redistribuyeran los valores. Este puede ser otro ejemplo de que el régimen de latitudes medias es mucho más difícil de caracterizar que los otros dos. En este caso, en 2003-08 desaparece el pico de régimen polar claro y es sustituido por una zona amplia de valores con TOC elevados entre 370 y 400 UD pero sin llegar al valor del pico de 425 UD del periodo 1996-2002. Agosto (gráfico c) recupera en 2003-2008 valores y también una estructura de dos máximos que aparecía únicamente en las gráficas del N7 en el periodo 1978-1993. La curva presenta una estructura con colas mayores que en 1996-2002. Se observan por tanto valores mayores en los valores centrales de latitudes medias en 03-08 pero menor frecuencia. Disminución de frecuencia en regímenes tropicales

Finalmente, noviembre se muestra en el gráfico d). El primer hecho notable es que la curva 1996-2002 muestra la pequeña población de casos de valores muy pequeños de TOC entre 220 y 250 UD. Esta prácticamente no aparece en 2003-2008. El máximo correspondiente al régimen tropical se mueve hacia valores un poco más altos alrededor de 285 UD en 2003-2008. Los tres

picos que aparecen en la zona media del gráfico 1996-2002 se unifican en uno solo como representante del régimen tropical en 2003-08. No es posible adjudicar un valor típico a un régimen de latitudes medias a pesar de que hay muchos eventos de este tipo debido a que no parecen agruparse alrededor de un valor central. Por tanto como conclusiones podemos decir que se produce la desaparición en 03-08 de casos de valores muy bajos. El pico de regímenes tropicales aumenta en valor central pero se fusiona la curva con otros tres picos de 1996-02. En promedio son muy parecidas ambas curvas excepto en la cola izquierda (valores bajos).

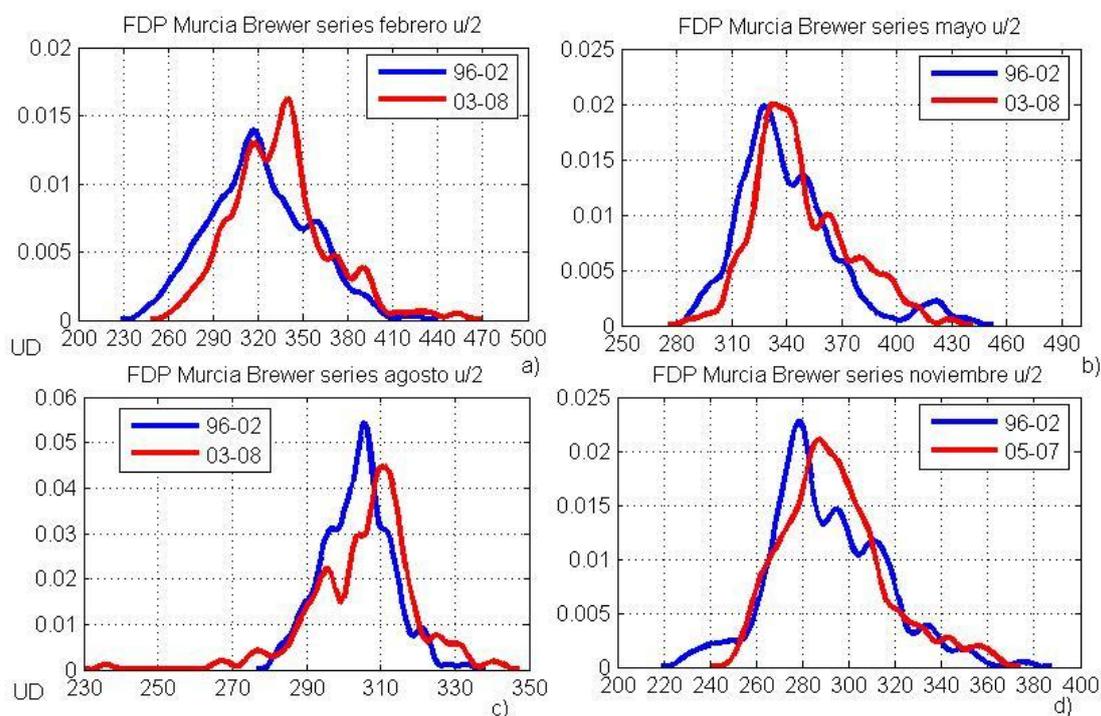


Figura 6.9. Estimaciones de la Función de Densidad de Probabilidad a partir de funciones Kernel Gaussianas (mitad de ancho de banda) para los datos de TOC de los trozos de la serie Brewer de Murcia: 1996-2002 y 2003-2008. a) febrero, b) mayo, c) agosto y d) noviembre. Abscisas: Unidades Dobson, Ordenadas: Frecuencias relativas.

Como conclusiones generales para Murcia podemos afirmar que se produce un aumento generalizado de los valores de TOC desde 2003 hasta 2008 respecto al periodo 1996-2002. Los eventos de valores muy bajos de ozono desaparecen en noviembre. La asignación de las categorías de los regímenes no es sencilla, especialmente en el caso de los regímenes de medias latitudes por perderse la característica de agruparse los valores en torno a uno principal. En cualquier caso, es posible ver los cambios principales a lo largo periodos de tiempo determinados por comparación de sus curvas de distribución de probabilidad y observación de los cambios en posición de los picos y en su frecuencia.

6.5 ANÁLISIS DE CONGLOMERADOS

Por ultimo, se ha considerado una aproximación diferente para obtener una clasificación de los regímenes de ozono sobre la Península Ibérica utilizando las series de TOC proporcionadas por los sobrevuelos del TOMS. Consideraremos los cinco sobrevuelos siguientes: Madrid, Murcia, Lisboa, Arenosillo y Mont-Louis tal y como se describen en el capítulo 2. Hemos realizado el análisis para los mismos meses de los apartados anteriores: febrero, mayo, agosto y noviembre, pero también se han considerado los dos trimestres de invierno (EFM: enero, febrero y marzo) y verano (JAS: julio, agosto y septiembre)

La herramienta estadística seleccionada ha sido el análisis de conglomerados. Los conjuntos de datos sobre los que se han aplicado han sido los cinco sobrevuelos sobre la Península para cada instrumento TOMS: la serie del Nimbus-7 por un lado y la serie del Earth Probe por otro. Se ha forzado a agruparse a los datos en tres regímenes principales correspondientes al tropical, latitudes medias y polar excepto en el mes de agosto en el que se ha permitido agruparse solo en dos. Asociamos subjetivamente el conglomerado con valores promedio menores a régimen

tropical, el de valores intermedios a latitudes medias y el de valores más elevados a régimen polar. El método de agregación seleccionado fue el del vecino más lejano y la distancia métrica utilizada fue la Euclidiana al cuadrado.

Comparando resultados (en la Tabla 6.3) para los conglomerados procedentes de la serie N7 (1978-1993) se puede apreciar como estos resultados son un suavizado de lo que obtenido en el apartado 6.3 con el análisis de funciones kernel para los sobrevuelos de Madrid y Murcia. Sin embargo, al tener en cuenta cinco series peninsulares, es un resultado más robusto y representativo de la variedad del TOC sobre la Península Ibérica entre 1978 y 2001. Las coordenadas del centroide de cada conglomerado que se dan en la tabla son los valores límites entre los que se mueven los cinco valores promedios de cada sobrevuelo.

Es posible ver que se produce una disminución en los valores de los centroides en la serie Earth Probe para cada mes y trimestre considerado con respecto a los datos N7, con la excepción de agosto en donde no está clara la clasificación. Otra característica a destacar es la masiva acreción de datos en la clase central en noviembre en el Earth Probe, aunque con valores inferiores a los del N7. Este resultado se adivina en el tratamiento realizado a la serie de Madrid aunque no de manera clara y no se aprecia en Murcia. Es un resultado por tanto que proviene de utilizar el conjunto de los cinco sobrevuelos. En todo caso para noviembre no es posible afirmar que hubo pérdidas entre ambos periodos y si una reorganización de su distribución de valores.

En el caso de febrero y de EFM sí es posible afirmar que el periodo EP 1996-01 muestra un importante descenso en los valores centrales tal y como se ha ido mostrando en otros análisis mediante herramientas diferentes. La agregación para el periodo JAS muestra porcentajes

similares en ambos periodos pero puede afirmarse que los valores en 1996-2001 fueron ligeramente inferiores.

Mes trimestre	Régimen ozono	Extremos de los valores del centroide del conglomerado (UD) y porcentaje de cada miembro Nimbus 7. 1978-93		Extremos de los valores del centroide del conglomerado (UD) y porcentaje de cada miembro. Earth Probe. 1996-2001	
febrero	Tropical	305-313	54%	253-264	9%
febrero	Lat media	347-367	38%	295-302	56%
febrero	Polar	386-421	8%	335-355	35%
mayo	Tropical	338-347	48%	322-334	69%
mayo	Lat media	372-382	40%	361-374	26%
mayo	Polar	363-413	12%	404-422	5%
agosto	Tropical	301-306	45%	300-307	96%
agosto	Lat media	316-323	55%	318-341	4%
agosto	Polar	Seleccionados solo dos		Seleccionados solo dos	
noviembre	Tropical	266-273	56%	241-252	12%
noviembre	Lat media	302-306	41%	283-287	85%
noviembre	Polar	312-348	3%	301-344	3%
EFM	Tropical	305-313	64%	276 – 281	32%
EFM	Lat media	352-372	30%	311 – 319	45%
EFM	Polar	381-422	6%	348 – 357	23%
JAS	Tropical	290-295	24%	285-293	20%
JAS	Lat media	308-315	55%	302-310	58%
JAS	Polar	324-332	21%	315-326	22%

Tabla 6.3. Valores representativos para cada uno de los regímenes de ozono sobre la Península Ibérica después de aplicar la técnica de agregación en conglomerados. Se indican los valores extremos de los promedios de los cinco sobrevuelos que dan las coordenadas del centroide de cada conglomerado. Los valores de TOC son Unidades Dobson.

Los resultados obtenidos están de acuerdo en términos generales con el trabajo de (Hudson et al., 2006) en el sentido de que las pérdidas en el régimen de ozono polar son mayores que en los de latitudes medias y tropicales. Esta disminución y el aumento en frecuencia de los eventos de régimen tropical sobre la Península pueden explicar los cambios observados entre ambas series de sobrevuelos, Nimbus-7 y Earth Probe, en febrero y el trimestre invernal. El caso de mayo es más complejo porque se produce aumento de frecuencia de regímenes tropicales pero también una disminución en su valor central. Noviembre, tal y como se pudo ver también en las series Brewer de la década de los 2000, muestra un comportamiento más complejo ya que no se han producido pérdidas claras desde los valores del N7 e incluso se apunta que ha habido incrementos. Agosto es un mes con poca variabilidad y por eso los resultados son poco claros, produciéndose también reordenaciones pero dentro de límites estrechos de su rango de variabilidad.

El periodo invernal (EFM) muestra pérdidas importantes en los valores de los tres regímenes desde la serie N7 a la EP. Sin embargo, la frecuencia de los regímenes tropicales era mayor en la serie N7 en el periodo desde enero a marzo de 1979-1993 que en 1996-2001. Podemos conjeturar que las pérdidas en el promedio del TOC en ese periodo hubieran sido superiores si no hubiera ocurrido este hecho. Como se produjo en la serie EP, un aumento de los casos de regímenes polares, esto implica que las pérdidas en los valores característicos de estos regímenes fueron muy importantes y responsables de la disminución del TOC en latitudes medias al final de la década de los 90. Tomando los valores centrales del conglomerado, hablamos de pérdidas de 50 UD en este tipo de régimen.

El periodo veraniego (JAS), en cambio, muestra menos cambios con porcentajes de frecuencia de los regímenes muy parecidos y con valores centrales solo ligeramente inferiores en la serie EP (1996-2001).

6.6 CONCLUSIONES

Tras el análisis de los histogramas y de las funciones kernel se obtienen evidencias que apoyan el uso del modelo conceptual de regímenes de ozono para caracterizar la variabilidad del TOC sobre una región. Sin embargo, el régimen correspondiente a latitudes medias puede ser difícil de identificar.

El periodo 1993-1995 en la serie de Brewer de Madrid muestra las mayores pérdidas de todo el rango temporal considerado sobre todo en invierno y primavera con pérdidas en todos los regímenes.

En el periodo 1996-2001, en la serie de EP de Madrid, aparece un régimen de valores muy bajos de ozono en noviembre durante esos años.

De acuerdo al modelo de regímenes de ozono, una explicación de las pérdidas en los valores promedio del mes de febrero del periodo 1996-2002 sería atribuir las a un incremento en frecuencia de regímenes tropicales así como al empobrecimiento en los valores medios de los regímenes polares.

Las conclusiones obtenidas de la comparación entre las dos series de datos de TOC obtenidos median instrumentos basado en satélite (N7 y EP) en Madrid son las siguientes:

Febrero: Empobrecimiento de ozono en regímenes fríos pero también aumento sensible de frecuencia de regímenes tropicales. Está claro que en los febreros de 1996-2001 se produjo un marcado aumento de las situaciones tropicales hasta un 50% en su frecuencia relativa.

Mayo: Aparición de masas tropicales muy pobres en ozono. Disminución drástica de regímenes de latitudes medias. Regímenes fríos con pocos cambios.

Agosto: Disminución muy acusada de regímenes latitudes medias, aumento de regímenes tropicales, ligero descenso en sus valores medios de los tropicales, aparición de valores pobres en ozono.

Noviembre Pocos cambios, aumento ligero de situaciones latitudes medias y disminución pequeña de las pocas situaciones polares. Aparición de pico pequeño de regímenes extra pobres en ozono

Y en relación con las comparaciones de las series satélite para Murcia:

Febrero: Con matices, estas curvas son muy similares a las de Madrid y podemos sacar las mismas conclusiones. Murcia similar a Madrid

Mayo: Similar a Madrid pero más importante el aumento de frecuencia en regímenes tropicales y desaparición de parte importante de regímenes de latitudes medias.

Agosto: Aumento de frecuencia de situaciones de latitudes medias con disminución de valores centrales. Disminución frecuencia y de valores de regímenes tropicales.

Noviembre: Características similares a Madrid: no hay desplazamiento apreciable de la curva, hay un ligero aumento de los regímenes tropicales y se produce un máximo secundario con aire muy pobre en TOC en este caso centrado alrededor de 240 UD.

Como conclusiones generales:

Las transformaciones en mayo son más profundas con pérdidas de valores en valores centrales y aumento de frecuencia en regímenes tropicales, pérdida de frecuencia y dilución de valores centrales en regímenes de latitudes medias y estado casi estacionario de valores de régimen polar. Incluso se produce un descenso de casos de régimen polar en el periodo 2003-2008 respecto a los otros.

La distribución de regímenes en el mes de agosto sufre una transformación a un solo régimen principal entre 1996-2002. En los otros periodos se encuentran régimen tropical y latitudes medias.

El mes de noviembre muestra los menores cambios en cuanto a los promedios. Los cambios más notables son en cuanto a la extensión de las colas de la distribución pero se compensan entre si y en la distribución de los máximos fluctuando su posición y su frecuencia por lo que se hace complicado su seguimiento de periodo a periodo. Todo ello indica una alta variabilidad intrínseca a pesar de que los promedios no varían mucho. Como es la época de los mínimos anuales, esto indica que la fecha de los mínimos fluctúa dentro de un amplio intervalo de días, entre octubre y noviembre tal y como pudo verse en las gráficas del Capítulo 5, apartado 5.

En lo referente al análisis de conglomerados, el método ilustra la disminución de valores de las series EP en sentido similar a lo mostrado por los otros dos análisis. Sería preciso validar el

método en su aspecto cuantitativo con otras series por lo que dichos valores se dan solo a título orientativo.

7 EXPLICACION DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DEL TOC

En este capítulo se realiza un estudio comparativo entre las series de TOC en diferentes emplazamientos de la Península Ibérica en los valores promedios y en su variación intranual. Se avanzarán explicaciones sobre las causas de dicha variabilidad de acuerdo a factores dinámicos.

7.1 DIFERENCIAS ESPACIALES ENTRE DISTINTOS EMPLAZAMIENTOS. PROMEDIOS QUINCENALES

Para estudiar la variabilidad espacial del TOC en un ámbito relativamente reducido como es la Península Ibérica, tomamos a continuación las series de datos diarios de sobrevuelos sobre Madrid, Murcia, Lisboa, Arenosillo y Mont-Louis. Un primer análisis de componentes principales entre las cinco series de datos de los sobrevuelos del TOMS N7 con 5178 observaciones diarias para cada una de ellas, muestra que un único componente explica el 88,7% de la variabilidad del conjunto de datos. Utilizando los coeficientes de correlación momento producto de Pearson por parejas estos varían entre 0,75 de Lisboa y Mont Louis y 0,93 de Lisboa y Arenosillo.

Procediendo al cálculo de la correlación por rangos de Spearman ya que esta presenta mayor ventaja cuando en las series se producen valores extremos que se alejan mucho de la gran agrupación de valores centrales tal y como ocurre con el caso de ozono, se obtienen los resultados se muestran en la Tabla 7.1. Se aprecia que los observatorios costeros del Atlántico, Lisboa y Arenosillo, tienen una correlación muy alta: 0,93 y que Mont-Louis es el que presenta las correlaciones más débiles con cada uno de los otro observatorios siendo el mínimo de 0,77 con Lisboa. Madrid muestra un comportamiento intermedio con correlaciones entre 0,89 y 0,91

con los otros observatorios. Todas las correlaciones son significativas a un nivel de confianza superior al 95%.

Es muy destacable que si en vez de utilizar los datos diarios se calculan las correlaciones entre los promedios mensuales para cada serie de sobrevuelo se obtiene que Madrid correlaciona en un 0,98 con las otras cuatro series. Las correlaciones más bajas vuelven a ser las de Mont-Louis siendo el mínimo coeficiente el valor de 0,95 la correlación con Lisboa. Si realizamos un análisis de componentes principales como con los datos diarios, en este caso una sola combinación lineal de las cinco variables da cuenta del 98,0% de la variabilidad del TOC de ozono promedio mensual sobre la Península Ibérica.

	Madrid	Murcia	Lisboa	Arenosillo	Mont Louis
Madrid		0,9056	0,8970	0,9084	0,8886
Murcia	0,9056		0,8129	0,8907	0,8665
Lisboa	0,8970	0,8129		0,9311	0,7725
Arenosillo	0,9084	0,8907	0,9311		0,7990
MLouis	0,8886	0,8665	0,7725	0,7990	

Tabla 7.1. Coeficientes de correlación por rangos de Spearman entre series de sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7 sobre la Península Ibérica. Total de casos: 5199. Todas las correlaciones son significativas a un nivel de confianza superior al 95%.

Si ensayamos la obtención de relaciones lineales entre Madrid y otras series obtenemos R-cuadrados superiores al 96,7% para niveles de confianza superiores al nivel del 95%.

Aunque los promedios mensuales parece que muestran pocas diferencias, un análisis detallado pone de manifiesto un comportamiento diferenciado de la evolución del TOC entre ambos costados de la Península Ibérica. Para ello procedemos a utilizar los promedios de los valores de TOC para cada una de las 24 quincenas en que repartimos el año en el Capítulo 5, apartado 5. Para las series del TOMS Nimbus-7 (1978-1993), el resultado se muestra en la Figura 7.1. Era esperable encontrar un gradiente latitudinal que siguiera los vaivenes estacionales de la circulación Brewer-Dobson y su ciclo anual con máximas diferencias norte-sur en primavera y mínimas en otoño. La intensidad de esta circulación hace que se acumule ozono en latitudes medias y altas procedentes del ecuador por lo que en primavera es de esperar encontrar un gradiente latitudinal importante incluso a la escala de la Península Ibérica.

Este gradiente latitudinal puede ser estimado mediante las diferencias entre Mont-Louis y Murcia que alcanzan los 14,6 UD en la primera quincena de abril con valores superiores a 9 UD desde la primera quincena de febrero hasta la primera quincena de junio. En otoño, en cambio, la diferencia llega a ser negativa desde la segunda quincena de septiembre hasta la primera de diciembre. No obstante hay que recordar que Mont-Louis está situado en los Pirineos a una altitud nominal de 1650 m sobre el nivel del mar, por lo que habrá un “defecto” permanente de ozono sobre esa área. Este “defecto” ha sido estimado en unos 6 UD en el capítulo 4, apartado 1. Por ello, hay que añadir este valor a dicha diferencia. Así el gradiente latitudinal a finales del invierno y la primavera entre Mont-Louis y Murcia puede valer entre 15 y 20 UD, haciéndose muy pequeño o prácticamente nulo en otoño.

Lo que no era tan evidente era encontrar un patrón de gradiente longitudinal en forma de diferencias estacionales de TOC entre el costado atlántico y el costado mediterráneo de la

Península Ibérica. Utilizando Lisboa y Murcia como estaciones representativas, ambas prácticamente a nivel del mar, a la misma latitud y en costados opuestos obtenemos evidencia de este ciclo estacional. Entre noviembre y marzo, Lisboa presenta valores más pequeños, entre 3 y 4 UD de diferencia respecto a Murcia. Este patrón se invierte a partir de abril y hasta octubre, especialmente en la segunda mitad de junio y la segunda de julio cuando el TOC medido por el TOMS del Nimbus-7 sobre Lisboa alcanza un promedio de 10 UD más que sobre Murcia.

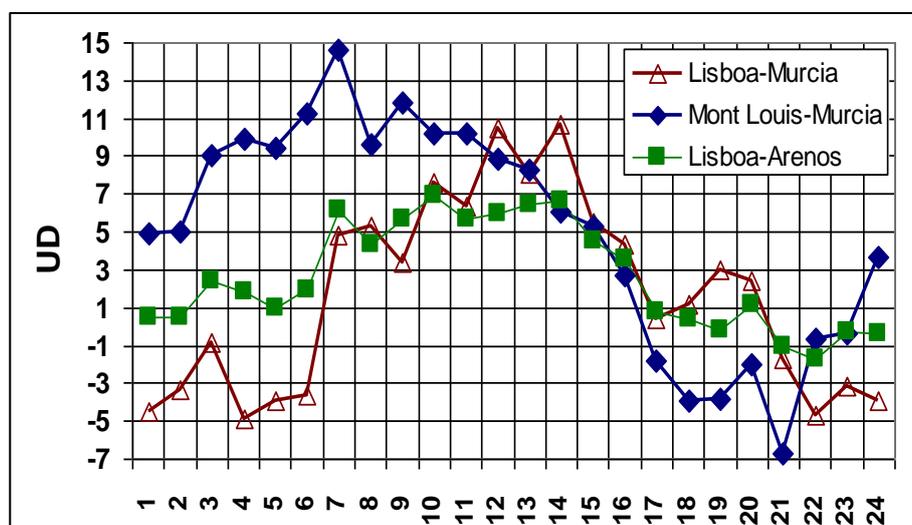


Figura 7.1. Diferencias entre los promedios quincenales de TOC entre sobrevuelos seleccionados para mostrar los gradientes sobre la Península Ibérica. Cuadrados = Lisboa - Arenosillo, Diamantes = Mont Louis - Murcia, Triángulos = Lisboa - Murcia. Sobrevuelos del TOMS del Nimbus 7 sobre la Península Ibérica 1978 - 1993. TOC en Unidades Dobson.

Madrid, por estar situado a 600-700 metros sobre el nivel del mar, tiene un déficit crónico de TOC y por ello tiene valores ligeramente inferiores a Lisboa casi todo el año excepto en invierno y principios de primavera. Los valores de Madrid suelen estar próximos a los de Murcia excepto en primavera cuando muestra un comportamiento similar a Lisboa y al final del otoño debido al elevado gradiente longitudinal entre Mediterráneo y Atlántico en esa época del año. Las

diferencias entre Lisboa y Arenosillo oscilan entre los -1 UD en noviembre hasta los 5 a 7 UD entre abril y julio.

Estas diferencias longitudinales en los datos del TOMS del Nimbus-7 están relacionadas con cambios decadales en la amplitud y fase de las ondas planetarias de Rossby cuasi-estacionarias (Hood and Zaff, 1995); (Peters and Entzian, 1996).

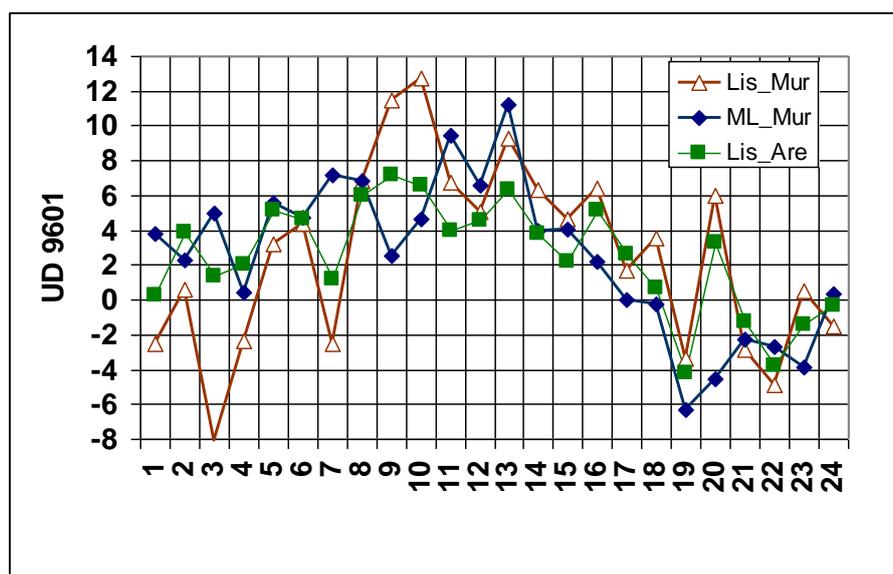


Figura 7.2. Diferencias entre los promedios quincenales de TOC entre sobrevuelos seleccionados para mostrar los gradientes sobre la Península Ibérica. Cuadrados = Lisboa - Arenosillo, Diamantes = Mont Louis - Murcia, Triángulos = Lisboa - Murcia. Sobrevuelos del TOMS del Earth Probe sobre la Península Ibérica 1996 - 2001. TOC en Unidades Dobson.

El esquema de las diferencias calculadas para los mismos emplazamientos pero utilizando los valores de los sobrevuelos del Earth Probe TOMS son similares con los siguientes matices: en la diferencia Lisboa-Murcia el máximo se produce antes en mayo y los valores son superiores, las diferencias negativas más importantes se producen al final de otoño y principios de enero. Los máximos de las diferencias Mont Louis-Murcia se trasladan al mes de julio y los mínimos a

octubre-noviembre. Las curvas del EP presentan más oscilaciones probablemente por que la base de datos es más pequeña y (solo 5 años frente a los 16 del N7). Ver Figura 7.2

7.2 ANÁLISIS DE FUNCIONES KERNEL PARA DISTINTOS EMPLAZAMIENTOS

Otra manera de apreciar los cambios en el comportamiento de la evolución estacional del TOC en diferentes puntos de la Península Ibérica es comparar las funciones kernel para estimar las funciones de densidad de probabilidad de los datos diarios para los cuatro meses de febrero, mayo, agosto y noviembre de los sobrevuelos del TOMS N7 para los cinco emplazamientos citados. Analizando los datos correspondientes a febrero como se muestra en la Figura 7.3, la curva de FDP de Mont-Louis muestra tres picos claros que serían asimilables a los tres regímenes: tropical, latitudes medias y polar. Los picos están situados alrededor de 295 UD, 340 UD y 401 UD siendo la frecuencia mayor la del régimen de latitudes medias. Si nos fijamos en la secuencia de curvas Mont-Louis, Murcia, Arenosillo, Lisboa, vemos como se van transformando los regímenes, desplazándose los máximos y fundiéndose unos en otros para crear o apuntar otros nuevos. El resultado final en Lisboa, muestra un máximo muy importante alrededor de 317 UD que correspondería al régimen tropical, y no se aprecian valores claros para situar a los otros dos regímenes. Madrid y Murcia tienen un máximo en un valor muy similar y que correspondería también a este régimen.

La diferencia entre las curvas indica la predominancia en el mes de febrero de los regímenes tropicales en la fachada atlántica de la Península, ilustrada por Lisboa y Arenosillo frente a la presencia claramente discernible de regímenes de latitudes medias y polares en la fachada mediterránea ilustrada por Murcia y Mont Louis. Esta mayor frecuencia de regímenes tropicales sería otro motivo que explicaría las diferencias negativas entre Lisboa y Murcia en las quincenas

3 y 4. Madrid presenta características menos claras y representaría una mezcla de ambos tipos de comportamiento.

Con ello volvemos a apuntar que si trabajamos en una escala temporal grande, Madrid puede representar lo que ocurre en el conjunto de la Península, pero un análisis en detalle en la escala temporal no va a representar la gran variabilidad del TOC existente en un territorio relativamente pequeño como es nuestra Península.

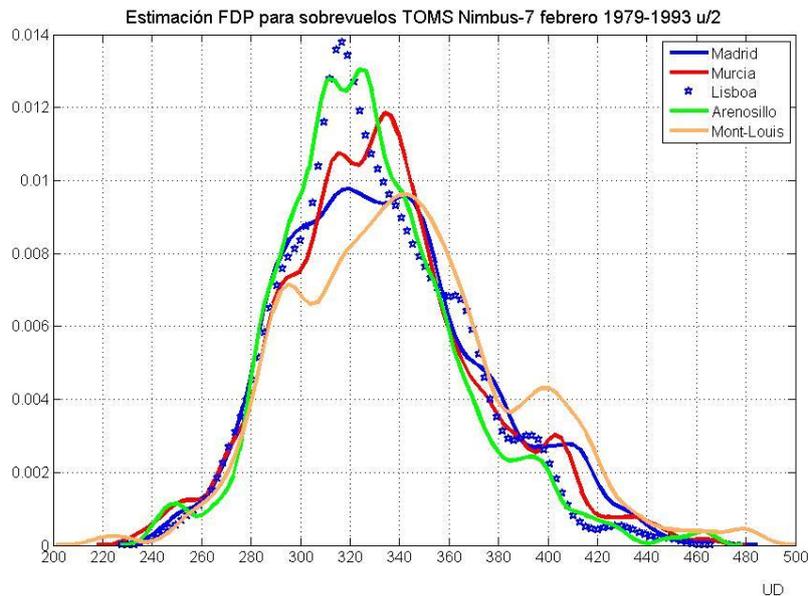


Figura 7.3. Estimación de las funciones de densidad de probabilidad de los conjuntos de datos mensuales de febrero para los sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7. Periodo de tiempo: 1979-1993.

Si representamos las estimaciones de FDP de mayo, al comienzo del periodo en que los valores en Lisboa son superiores a los de Murcia obtenemos la Figura 7.4 en la que se ve como los valores centrales de cada régimen en la curva de Murcia está por debajo de la curva de

Lisboa. En este caso, en el mes de mayo, la causa no es tanto los cambios en la frecuencia sino que los valores típicos de los regímenes son inferiores. Podemos pensar que la circulación Brewer-Dobson no es una corriente homogénea sino que presenta gradientes longitudinales como el que se muestra comparando observatorios al este y al oeste de una zona comparativamente pequeña como es la Península Ibérica.

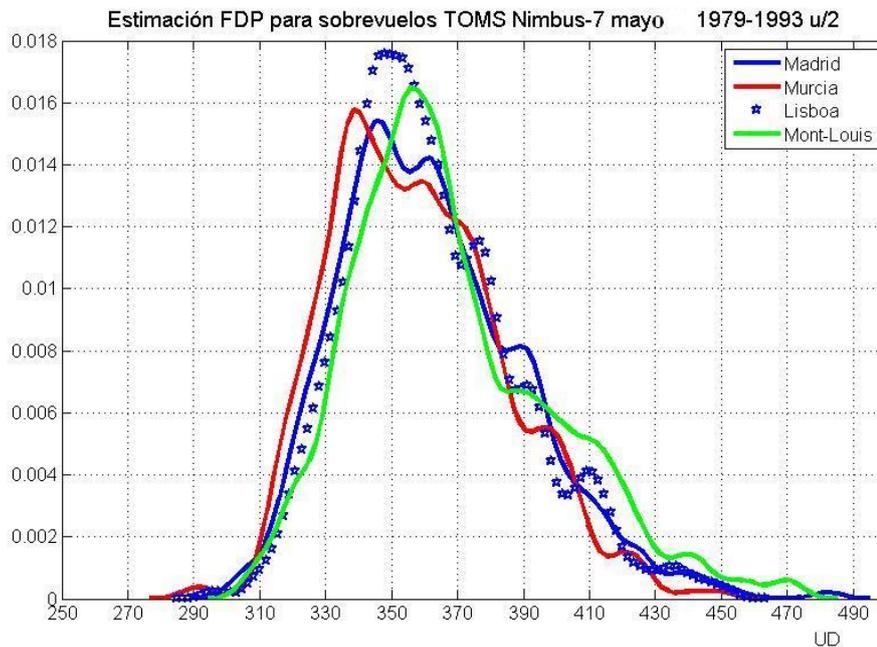


Figura 7.4. Estimación de las funciones de densidad de probabilidad de los conjuntos de datos mensuales de mayo para los sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7. Periodo de tiempo: 1979-1993.

Este hecho es aún más visible en las curvas correspondientes al mes de agosto (Figura 7.5). En ella se aprecia como aparecen dos picos netos en los cuatro sobrevuelos pero los valores centrales de los de Lisboa son superiores incluso a los de Mont-Louis, estación situada en el costado mediterráneo y a mayor latitud. Por tanto, el aire en el costado atlántico tiene un régimen de latitudes medias más rico en ozono que el del costado mediterráneo.

Finalmente en la Figura 7.6 se muestran las curvas de noviembre. Este mes marca la transición hacia las diferencias negativas de TOC entre la fachada atlántica y mediterránea y establece valores negativos de la diferencia entre Mont-Louis y Murcia. Esto último es claramente visible en que la curva de Murcia está desplazada hacia la derecha, sin embargo, no es un calco de la otra curva, por lo que existen diferencias debido a la importante diferencia en frecuencias de regímenes de latitudes medias sobre Murcia respecto a Mont-Louis. En cambio, las curvas de Murcia y Lisboa son bastante parecidas con un ligero desplazamiento de la de Murcia hacia valores más altos. Madrid en este caso, se comporta de manera similar a Mont-Louis.

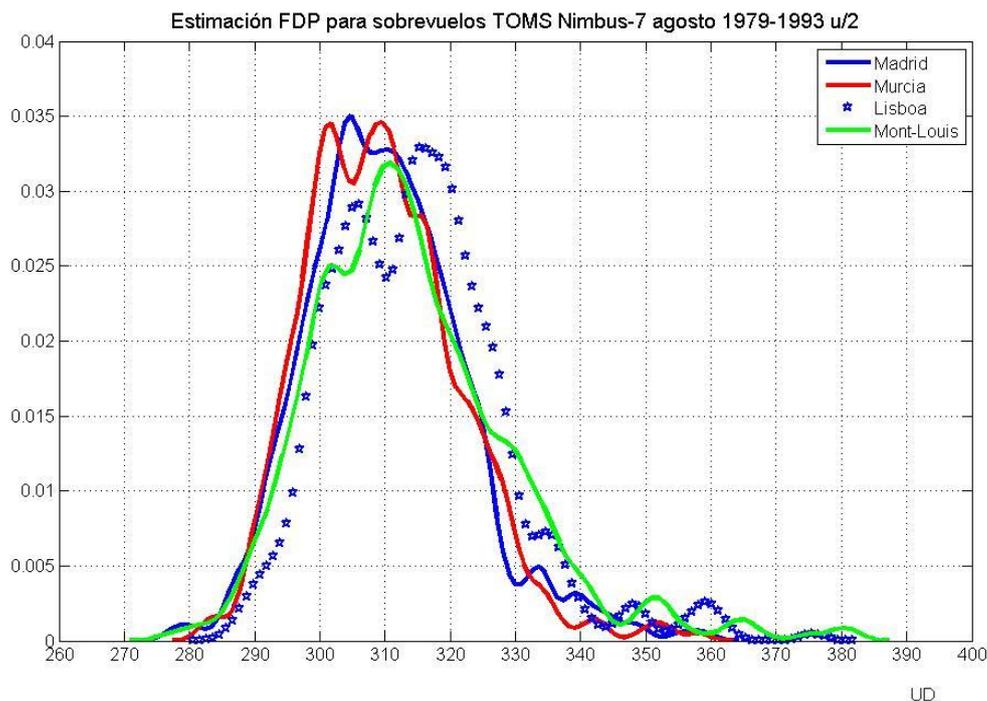


Figura 7.5. Estimación de las funciones de densidad de probabilidad de los conjuntos de datos mensuales de agosto para los sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7. Periodo de tiempo: 1979-1993.

En conclusión, las diferencias en la estructura de las curvas FDP permite interpretar las diferencias estacionales que se observan en las series de puntos diferentes de la Península Ibérica en términos de mayor o menor presencia de unos regímenes determinados y en términos de valores centrales diferentes de estos regímenes. No valen, sin embargo, para explicar porqué se producen estas diferencias aunque como indicadores de presencia de regímenes más ricos o más pobres en ozono pueden dar pistas sobre las causas que hay que buscar.

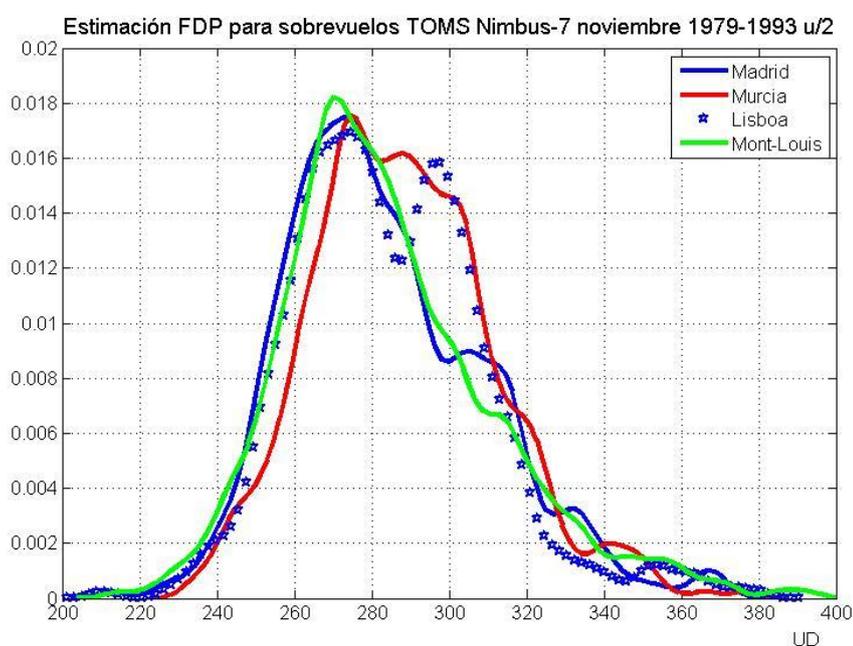


Figura 7.6. Estimación de las funciones de densidad de probabilidad de los conjuntos de datos mensuales de noviembre para los sobrevuelos del TOMS del Nimbus-7. Periodo de tiempo: 1979-1993.

Si aplicamos este mismo método a los datos del Earth Probe entre 1996 y 2001 obtenemos para el mes de febrero (figura 7.7a) que la frecuencia de régimen tropical es bastante más elevada que para el de latitudes medias para los cuatro observatorios considerados. Los valores centrales son similares para el régimen tropical. Mont-Louis presenta valores centrales

ligeramente más pequeños para los otros regímenes que el resto de observatorios. Lisboa presenta el mayor número de casos de régimen tropical y el menor de régimen polar.

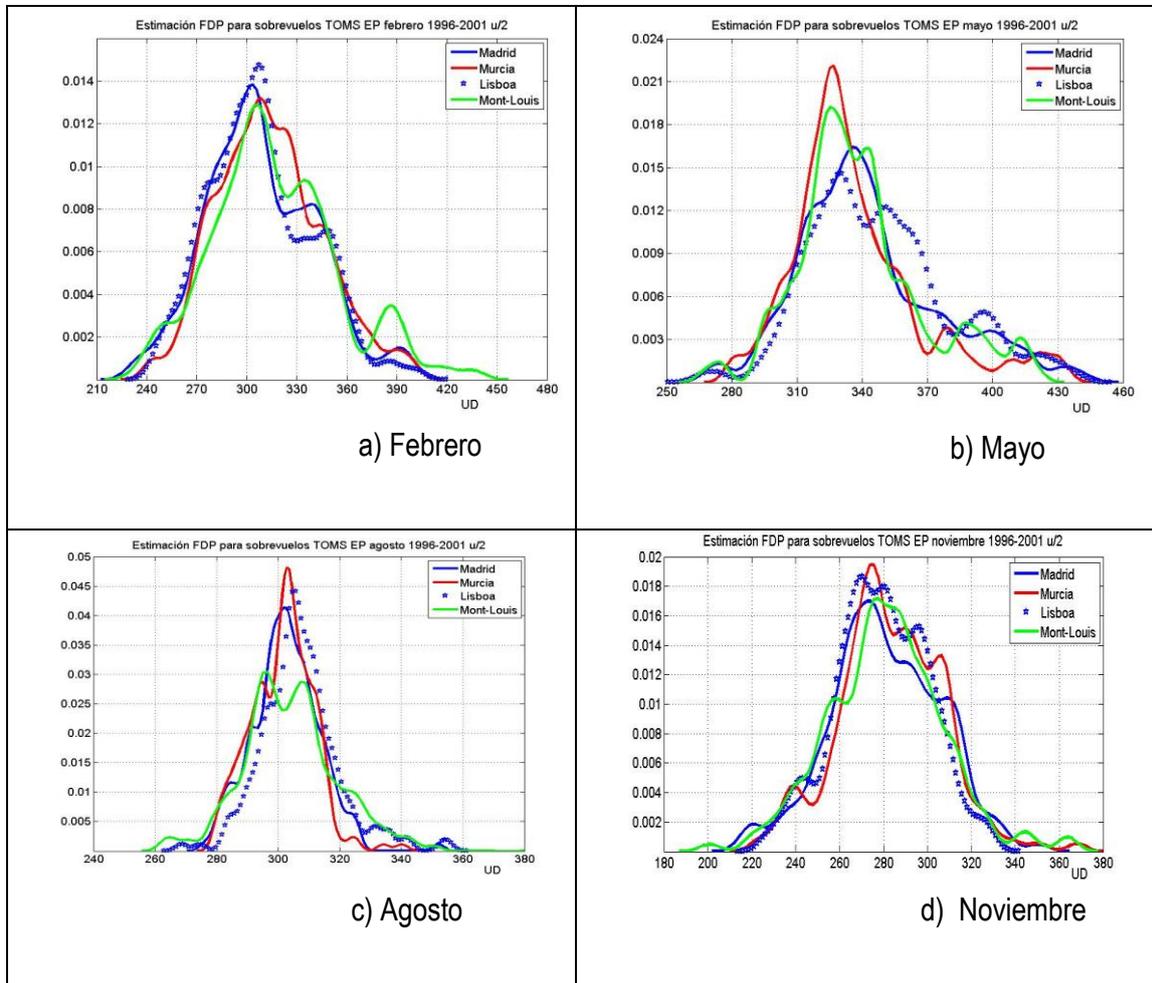


Figura 7.7. Estimación de las funciones de densidad de probabilidad de los conjuntos de datos mensuales de febrero a), mayo b), agosto c) y noviembre d) para los sobrevuelos del Earth Probe-TOMS. Periodo de tiempo: 1996-2001.

El mes de mayo, figura 7.7b, muestra a los dos observatorios mediterráneos con un predominio marcado de situaciones tropicales con valores centrales más bajos que los correspondientes a

Madrid y Lisboa. Los máximos de los regímenes fríos son claramente discernibles pero los valores centrales cambian mucho de un observatorio al otro.

La Figura 7.7c muestra las distribuciones del mes de agosto. Encontramos el estrechamiento del rango de valores propio de ese mes, observatorios en los que es posible discernir de manera clara un único régimen como es el caso de Madrid, Murcia y Lisboa con valores centrales entre 305 y 310 UD y Mont-Louis en el que podemos distinguir casi los tres tipos de régimen.

En la Figura 7.7d se representan las distribuciones del mes de noviembre. En este caso encontramos curvas de forma muy similar en todos los observatorios con un máximo de frecuencia principal alrededor de 270 UD en todos ellos asociado a los regímenes de latitudes medias. A la izquierda, se puede ver un máximo secundario que correspondería a situaciones pobres de ozono en regímenes tropicales. Otro máximo (o máximos) a la derecha de la distribución representaría los regímenes fríos y ricos en ozono.

7.3 CAUSAS DE LA VARIABILIDAD. PROMEDIOS MENSUALES DEL NIVEL DE LA TROPOAUSA

Las variaciones decadales de los niveles de TOC están relacionadas con las variaciones de la estructura dinámica de la atmósfera. Algunos estudios relacionan los niveles de TOC con los índices atmosféricos (Bronnimann et al., 2000) o la altitud del nivel de la tropopausa (Steinbrecht et al., 1998). Esta influencia también se refleja en los esquemas de las tendencias. En invierno, si se incluye la NAO en el estudio de las tendencias de las variaciones longitudinales suavizadas, se obtiene un patrón más uniforme (Appenzeller et al., 2000).

La variabilidad de los datos mensuales explicada mediante la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO por sus siglas en inglés) expresada por la componente zonal del viento a 50 hPa sobre Singapur y correlacionada con cierto retraso con los promedios mensuales de TOC de los sobrevuelos del Nimbus-7, se obtiene que era entre el 3 y el 4% sobre Madrid, 4% para Arenosillo y solo del 2% en la serie de Mont-Louis. Los retrasos en meses para maximizar la correlación eran de 4 meses con Madrid y Arenosillo y 3 meses con Mont-Louis.

Como ya hemos indicado en el capítulo anterior, los registros de TOC son más elevados en el lado atlántico de la Península que en el lado mediterráneo en la época del año más soleada en nuestras latitudes. Una explicación parcial de esta diferencia estacional la podemos hallar al analizar los niveles de la tropopausa en diferentes áreas de la Península Ibérica. Tomando el nivel de presión de la tropopausa del reanálisis del NCEP (National Centre of Environmental Predictions) (Kalnay et al., 1997) promediado mensualmente sobre un área occidental delimitado por los meridianos 12.5 W y 5.0 W y un área oriental delimitado por los meridianos 2.5 W y 5.0 E y ambas limitadas por los meridianos 42.5 N y 35.0 N mediante las herramientas de visualización y cálculo del Earth System Research Laboratory (ESRL web page), se obtienen información que puede explicar estas diferencias.

En la Figura 7.8 se muestran las diferencias entre los niveles de presión de la tropopausa entre ambas áreas (oeste – este). Se han utilizado en el cálculo todos los datos mensuales entre 1948 y 2006. Se ve que los niveles de presión son entre 0 y 4 hPa más elevados (tropopausas más bajas) entre junio y agosto. La forma de la curva es un muy parecida a un suavizado de la curva de diferencias de promedios quincenales de ozono (Figura 7.1) antes comentada. Las diferencias mayores, unos -10 hPa se encuentran en el periodo entre noviembre y marzo. Las

desviaciones estándar son del orden de 1.5 a 2 UD por lo que si lo añadimos a lo dilatado del periodo considerado, este comportamiento estacional de la tropopausa es una característica climática de la Península Ibérica. En el periodo invernal y finales del otoño, la tropopausa está más baja (está a un nivel de presión más elevado) en el lado mediterráneo de la Península y los valores de ozono, según se deduce de 7.1. son más elevados en ese lado correspondiendo con la presencia de masas frías. En cambio, en los meses de verano, en la parte occidental el nivel de la tropopausa es más bajo (mayor presión) que en la parte mediterránea, estando esto asociado a un nivel mayor de TOC.

Componiendo dos series, una con la diferencia de valor promedio de ozono entre Lisboa y Murcia y la segunda con la diferencia entre el nivel de presión entre la zona occidental y la zona oriental, y estableciendo una relación lineal entre ambos, encontramos relación estadística significativa entre ellas en un nivel de confianza de 99%. El parámetro R-cuadrado correspondiente al modelo ajustado indica que dicho modelo explica el 71,1% de la variabilidad de las diferencias de ozono entre ambas estaciones. El coeficiente de correlación vale 0,843. Podemos concluir que la presión del nivel de la tropopausa está directamente ligada al TOC disminuyendo este cuando dicho nivel disminuye (la tropopausa se encuentra a mayor altura). Por otra parte los gradientes longitudinales promediados mensualmente de ozono entre ambos costados de la Península Ibérica pueden explicarse en una proporción muy importante por causa de los gradientes longitudinales en el nivel de la tropopausa entre ambos lados.

Un estudio de la evolución de los valores del nivel de la tropopausa entre 1976 y 2006 no muestra ninguna tendencia significativa en ninguno de los meses de febrero, mayo, agosto o noviembre ni en el área occidental ni en la oriental.

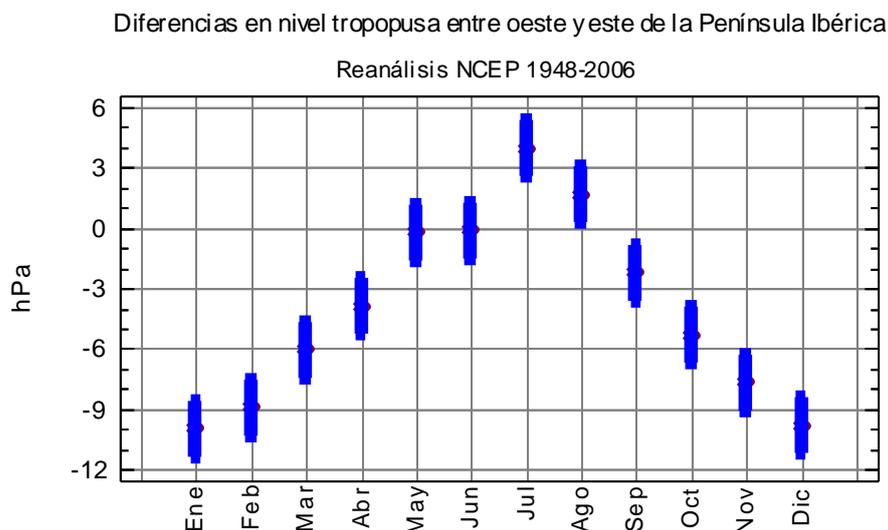


Figura 7.8. Diferencias entre el nivel de la tropopausa media mensual en el área occidental menos el nivel en el área oriental ambos expresados en hPa y barras de error estándar. Área occidental: 12.5 W a 5.0 W, 42.5 N a 35.0° N. Área este limitada por 2.5 W a 5.0 E y las mismas latitudes que el anterior.

En el periodo 1978-1993, tomando los datos mensuales promediados de los niveles de presión de la tropopausa en los sectores antes mencionados tomados del reanálisis del NCEP y estudiando las posibles relaciones lineales con los promedios mensuales de TOC observamos que tomando todos los valores mensuales a lo largo del año, la zona mediterránea representada por Mont-Louis y Murcia tienen una correlación más alta que la zona atlántica. Con correlaciones alrededor de 0,52, la relación con el nivel de tropopausa de alguna de las zonas llega a explicar un 27% de la variabilidad del TOC promedio mensual. En Madrid solo llega al 26% y en Lisboa se queda en el 20% y utilizando la variable nivel de TPP de la zona occidental. Un hecho

destacable es que si analizamos la media y la dispersión de los niveles de la tropopausa en ambas zonas, el nivel de la TPP en la zona oriental tiene un valor superior en 9,4 hPa a la zona occidental. Por tanto sobre el costado mediterráneo de la Península, la TPP tiene un nivel de altitud inferior (y mayor de presión) que sobre el atlántico. En el costado oriental, la desviación estándar de dicho nivel es 2,5 hPa más grande que en el occidental, mostrando que la variabilidad es mayor sobre la zona mediterránea.

7.4 VARIABILIDAD DE LA TROPOPAUSA. CASO DE ESTUDIO. NOVIEMBRES DE 1992 Y 1994

Si realizamos un estudio de la distribución de valores de los niveles de presión de la tropopausa en las áreas este y oeste de la Península Ibérica vemos que, dentro de los valores correspondientes a los meses de noviembre, el año 1992 presenta características de valor muy bajas respecto a los valores centrales de la serie. En la Tabla 7.2 se muestran los valores más bajos del nivel de presión de la tropopausa promediada a partir del reanálisis del NCEP para las áreas este y oeste de la Península Ibérica según límites antes mencionados, para el mes de noviembre. Noviembre de 1992 registra los valores más bajos de nivel de presión (tropopausas más altas) en el periodo 1978-1993 con la sola excepción de 1979 que marca un récord absoluto en la zona oeste.

Se aprecia que en 1948 y 1960 ambas zonas están registrando entre los cinco niveles más bajos de la serie histórica. El otro año que registra en ambas zonas en este rango de cinco mínimos es 1992, aunque sea en el quinto puesto. Teniendo en cuenta que el nivel de presión medio de la tropopausa en el este de la Península es de 190,9 hPa y que en la zona oeste es de 183,1 hPa, en ambos casos, el valor de este mes en 1992 se encuentra unos 15 ó 20 hPa por debajo del valor promedio.

El otro caso es noviembre de 1994 que, sobre todo en la zona este, marca valores solo 2 hPa por encima del récord absoluto y 10 hPa menos que noviembre de 1992. La representación gráfica completa de los promedios del nivel de la tropopausa para ambas zonas se encuentra en la Figura 7.9.

Año	Nivel TPP en hPa Area este	Año	Nivel TPP en hPa Area oeste
1948	163,3	1979	155,2
1960	164,8	1948	156,0
1950	165,4	1994	162,4
1994	165,8	1960	162,7
1992	175,1	1992	163,8

Tabla 7.2. Cinco valores más bajos del nivel de presión de la tropopausa promediada en el mes de noviembre a partir del reanálisis del NCEP para las áreas este y oeste de la Península Ibérica según límites mencionados en el texto.

Revisando los valores de los promedios mensuales de noviembre de los sobrevuelos del TOMS N7 sobre los cinco emplazamientos peninsulares, encontramos que el valor promedio para noviembre de 1992 fue de 256,5 UD y como puede verse en la Figura 7.10 en donde representamos dichos valores promedio entre 1978 y 1992, este valor es extremadamente bajo comparado con el resto. El valor más próximo corresponde al otro episodio de tropopausas elevadas (nivel de presión bajo) de dicho periodo. En noviembre de 1979, se registraron 275,7 UD, más de 20 UD por encima de los niveles. Hay que mencionar que estamos ante valores promediados mensuales y valores promediados espacialmente (cinco emplazamientos). La media de valores de TOC para noviembre es de 285,8 UD y la desviación estándar 10,4 UD. Todo ello hace que podamos calificar el nivel promedio de TOC en noviembre de 1992 sobre la

Península Ibérica como “extremadamente fuera de serie”. Cada uno de los emplazamientos individuales muestra valores excepcionalmente bajos. Las imágenes diarias del TOMS para ese mes, tomadas del DVD del “NASA GSFC Version 8 TOMS data set” muestran varias situaciones con niveles muy pobres en ozono procedentes del Atlántico subtropical pero también procedentes de zonas norteñas. Consultando en la página web del TOMS en el sitio de la NASA (NASA, 2007) los promedios mensuales en bandas de latitud y pasándolo a un gráfico (no mostrado), se aprecia que noviembre de 1992 fue muy diferente a cualquier otro mes y año. Los valores en el Hemisferio Norte fueron particularmente bajos. En los anillos comprendidos entre 35-40° N y 40-45° N, los promedios para noviembre de 1992 fueron inferiores a la media menos dos desviaciones estándar.

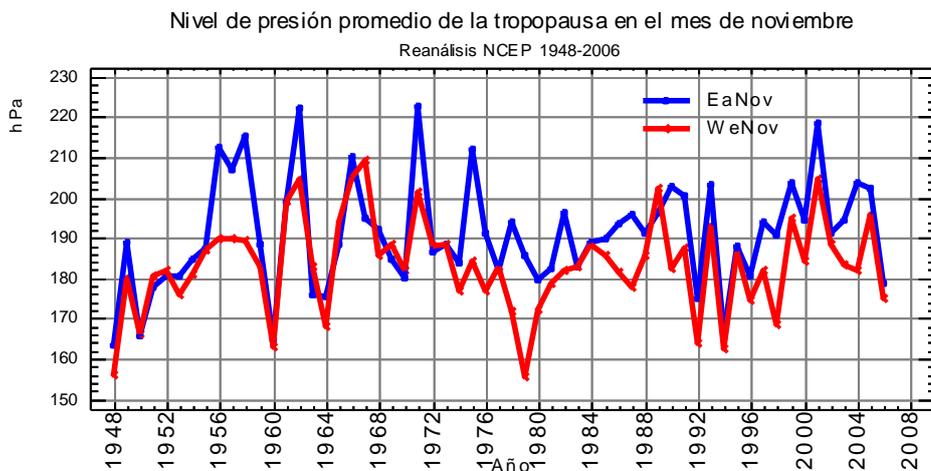


Figura 7.9. Promedios del nivel de la tropopausa para los meses de noviembre desde 1948 a 2004 para las zonas oeste (WeNov) y este (EaNov) de la Península Ibérica según definición del apartado 7.1.

El mes de octubre de 1992 registró valores normales pero diciembre de 1992 registró también valores anormalmente bajos aunque no tan fuera de los límites estadísticos como noviembre de

1992. El único evento de mini-agujero de ozono registrado en la serie del TOMS N7 fue el 12 de noviembre de 1992 en varios emplazamientos de la Península.

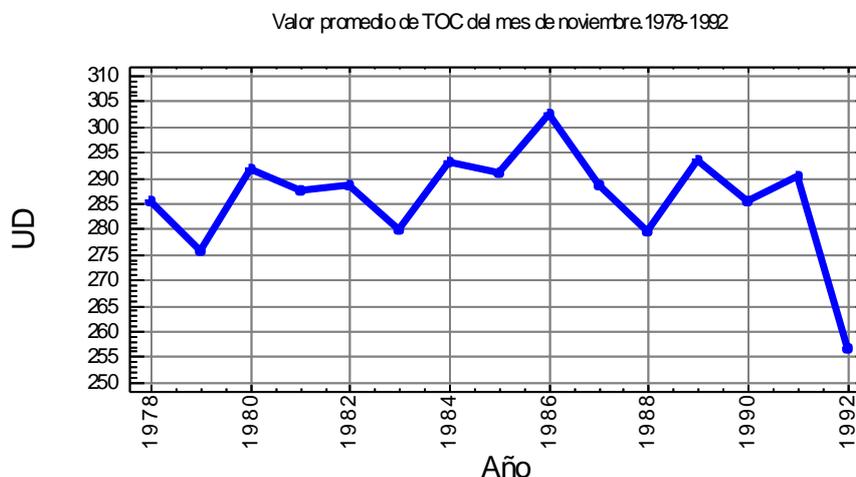


Figura 7.10. Promedio mensual del TOC sobre los cinco sobrevuelos del TOMS N7 para el mes de noviembre. Periodo: 1978-1992. Valores en Unidades Dobson.

Una importante diferencia entre los noviembre de 1979 y 1992 es que, aunque los niveles de presión de la tropopausa fueron similares (un poco inferiores en 1979), los niveles de ozono fueron claramente inferiores en 1992. Esto nos hace sospechar que además de las causas dinámicas debe de existir alguna otra razón para la ocurrencia de niveles de TOC tan bajos en ese año.

Otro hecho a apuntar es el nivel tan bajo de la tropopausa en noviembre de 1994, con valores parecidos o incluso un poco más bajos que en noviembre de 1992. Como no se dispone de datos de sobrevuelos de instrumento TOMS en 1994, se ha utilizado la serie Brewer de Madrid 1993-2002. El diagrama que resume los valores centrales y de dispersión de datos diarios para cada uno de los meses de noviembre se incluye en la Figura 7.11. En el se puede ver que la mediana de noviembre de 1992 es inferior al resto y que la media de 1994, 267,3 UD, es inferior

a la media de los promedios mensuales de dicho periodo: 287,6 UD. La desviación típica de los valores mensuales es de 11,3 UD por lo que sitúa el valor de 1994 como fuera de rangos normales.

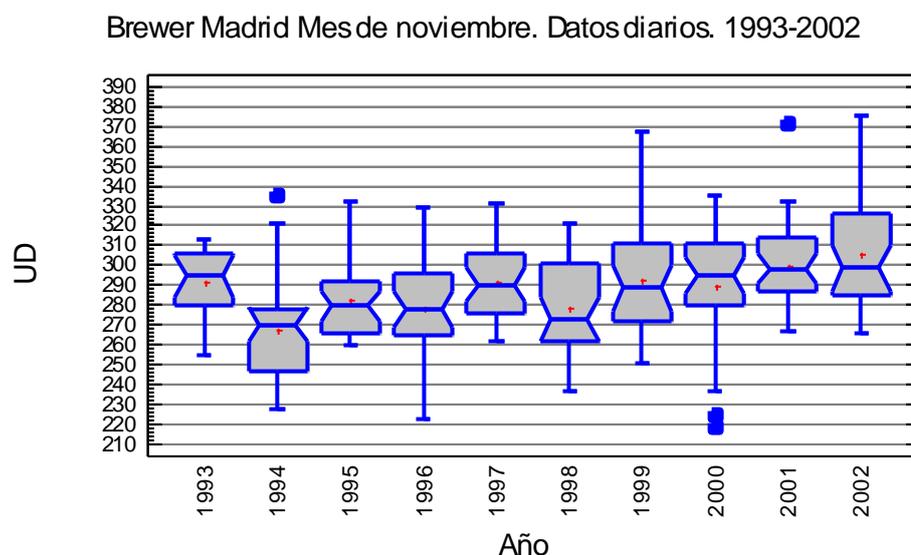


Figura 7.11. Diagrama de cajas y bigotes para los valores diarios de TOC del mes noviembre clasificados por años. Punto rojo= media. Muesca en la caja=mediana. Límites inferior y superior de la caja=límites cuartiles inferior y superior. Línea inferior= desde el cuartil inferior hasta el punto de valor más pequeño dentro de una distancia de 1,5 veces el rango intercuartílico desde el cuartil inferior. Línea superior= desde el cuartil superior hasta el punto de valor más grande dentro de una distancia de 1,5 veces el rango intercuartílico desde el cuartil superior. Datos diarios Brewer Madrid. Periodo: 1993-2002. TOC expresado en Unidades Dobson.

Una explicación sobre la causa del evento de noviembre de 1992 puede ser la erupción del volcán Pinatubo en las islas Filipinas, el cual originó una importante columna de aerosoles que se inyectaron en la estratosfera. Esto ocasionó importantes pérdidas de ozono en el hemisferio norte sobre todo durante el invierno y primavera de 1992-1993 (Randel et al., 1995). Por tanto, el impacto de los aerosoles estratosféricos, los cuales no estaban presentes en 1979, ocasionó que

los niveles de TOC en noviembre de 1992 fueron mucho más bajos que en noviembre de 1979 a niveles similares de presión al nivel de la tropopausa en ambos casos.

En noviembre de 1994, el valor promedio de TOC en Madrid está unas 8 UD por debajo del valor promedio sobre la Península en noviembre de 1979. Sin embargo, está casi 11 UD por encima del valor promedio de noviembre de 1992. Como en 1994, las sustancias conteniendo cloro continuaban creciendo en la atmósfera y continuaba el proceso de destrucción de ozono global, podemos entender que los valores de TOC fueran inferiores a 1979, pero también se pone de manifiesto el elevado impacto sobre los niveles de TOC que ocasionó la erupción del Monte Pinatubo en junio de 1991.

Como anécdota final sobre el carácter anómalo de noviembre de 1992, se indica que la precipitación total en Madrid durante ese mes fue de 3,7 litros por metro cuadrado frente a los 57,3 litros del promedio 1948-2006 y siendo noviembre un mes caracterizado por la ocurrencia normal de lluvias. Este dato, indicando la presencia de anticiclones de bloqueo sobre la Península Ibérica indica que hubo notable ausencia de entrada de perturbaciones con aire más frío y por tanto proclives a tener niveles de TOC más elevados.

7.5 CONCLUSIONES

Las correlaciones de rangos de Spearman entre series de TOC sobre la Península Ibérica son elevadas y oscilan entre el 0,93 de Lisboa y Arenosillo en la fachada atlántica y el 0,77 Mont Louis y Lisboa. Madrid muestra un comportamiento intermedio con correlaciones entre 0,89 y 0,91 con los otros observatorios. Todas las correlaciones son significativas a un nivel de

confianza superior al 95%. La correlación entre los promedios mensuales es superior a los promedios diarios con valores de los coeficientes de correlación entre 0,95 y 0,98.

Era de esperar encontrar un gradiente latitudinal que siguiera los vaivenes estacionales de la circulación Brewer-Dobson y su ciclo anual con máximos en primavera y mínimos en otoño. Lo que no era tan evidente era encontrar un patrón de gradiente longitudinal en forma de diferencias estacionales de TOC entre el costado atlántico y el costado mediterráneo de la Península Ibérica. Utilizando Lisboa y Murcia como estaciones representativas, ambas prácticamente a nivel del mar, a la misma latitud y en costados opuestos obtenemos evidencia de este ciclo estacional que muestra los cambios longitudinales en la circulación Brewer-Dobson incluso a una escala tan pequeña como la de la Península Ibérica.

Entre 1978 y 1993, las diferencias de los promedios quincenales de TOC entre Mont-Louis y Murcia dan una estimación de los gradientes latitudinales debidos a la actividad estacional de la circulación Brewer-Dobson. Se estima que dicho gradiente alcanza valores entre 15 y 20 UD entre la primera quincena de febrero hasta la primera quincena de julio con los máximos en la primera quincena de abril. En octubre y noviembre este gradiente se hace nulo o, incluso, ligeramente negativo.

Las diferencias estacionales de TOC entre el costado atlántico y el costado mediterráneo de la Península Ibérica representadas por los valores de Lisboa y Murcia muestran que entre noviembre y marzo la diferencia es negativa entre -3 y -4 UD. A partir de abril y hasta octubre las diferencias son positivas llegando a un máximo de 10 UD en la segunda mitad de junio y la segunda mitad de junio. Estas diferencias longitudinales en los datos del TOMS del Nimbus-7

están relacionadas con cambios decadales en la amplitud y fase de las ondas planetarias de Rossby cuasi-estacionarias.

En el periodo 1996-2001, la diferencia máxima entre el costado atlántico y el mediterráneo se produce antes, en el mes de mayo, y los valores máximos son superiores. En cambio los mínimos se trasladan al final de otoño y principios de enero. Los máximos de los gradientes latitudinales se trasladan al mes de julio y los mínimos a octubre-noviembre.

Estas diferencias longitudinales en los datos del TOMS del Nimbus-7 están relacionadas con cambios decadales en la amplitud y fase de las ondas planetarias de Rossby cuasi-estacionarias (Hood and Zaff, 1995); (Peters and Entzian, 1996).

La utilización de la técnica estimación de funciones de densidad de probabilidad mediante funciones de Kernel permite también explicar por qué hay diferencias entre los valores promedios de TOC a lo largo de las diferentes estaciones del año a través del esquema de regímenes de ozono, mostrando como las diferencias en frecuencia y sobre todo en los valores centrales de dichos regímenes los cuales siguen la evolución de las diferencias entre puntos situados entre el norte y el sur y el este y el oeste de la Península. No permite sin embargo determinar las causas que están detrás del aspecto diferente de las funciones de densidad de probabilidad y, por tanto, las causas últimas de la variabilidad.

En el periodo 1978-93, en febrero, la diferencia entre las curvas indica la predominancia de los regímenes tropicales en la fachada atlántica de la Península, ilustrado por Lisboa y Arenosillo, frente a la presencia claramente discernible de regímenes de latitudes medias y polares en la fachada mediterránea, ilustrada por Murcia y Mont-Louis. Esta mayor frecuencia de regímenes

tropicales sería otro motivo que explicaría las diferencias negativas entre Lisboa y Murcia en las quincenas 3 y 4. Madrid presenta características menos claras y representaría una mezcla de ambos tipos de comportamiento.

En el mes de mayo, las diferencias podrían atribuirse a las diferencias en los valores centrales de los regímenes típicos que son mayores en la fachada atlántica que en la mediterránea a igualdad de frecuencias. El mismo hecho se observa en el mes de agosto. En noviembre, las mayores diferencias se observan entre el norte y el sur de la Península con importantes diferencias en las frecuencias de los regímenes típicos.

Otra conclusión obtenida de comparar las curvas de los cinco sobrevuelos es que las curvas de Madrid parecen ser una mezcla de las diferentes situaciones apropiadas para mostrar una aproximación al promedio de la variabilidad del TOC sobre la Península.

La variabilidad del TOC de las series TOMS N7 mensuales en relación con la Oscilación Cuasi-Bienal es entre el 3% y el 4% sobre Madrid, 4% para Arenosillo, y solo del 2% en la serie de Mont-Louis. Los retrasos en meses para maximizar la correlación eran de 4 meses con Madrid y Arenosillo y 3 meses con Mont-Louis.

En lo referente al análisis de las variaciones de la tropopausa y su relación con el TOC podemos apuntar lo siguiente:

Las diferencias entre los promedios mensuales de los niveles de presión de la tropopausa entre dos áreas representativas de la parte occidental y oriental de la Península Ibérica obtenidas del reanálisis del NCEP (1948-2006) muestran como la tropopausa está más baja (presión más alta) en el lado mediterráneo entre noviembre y marzo llegando a estar 10 hPa por encima en

diciembre y enero, pudiéndose considerar una característica climática de la Península Ibérica. Entre junio y agosto, las tropopausas están más bajas (presión más alta) en el lado atlántico, Esta evolución se corresponde a grandes rasgos con la de las diferencias de TOC entre ambos lados de la Península.

Para el periodo 1978-1993, es posible establecer una relación lineal entre las diferencias de TOC entre Lisboa y Murcia y las diferencias entre los niveles de presión de la tropopausa de las dos áreas antes mencionadas y explicar el 71,1% de la variabilidad de las primeras con un coeficiente de correlación de 0,843. Por tanto el origen principal de las diferencias longitudinales del TOC entre ambos es costados de la Península Ibérica es la diferencia longitudinal entre los valores de los niveles de la tropopausa entre el costado atlántico y el mediterráneo.

Entre 1976 y 2006 no se aprecia tendencia significativa en los niveles de presión de la tropopausa promediados sobre el área occidental ni sobre la oriental en ninguno de los meses de febrero, mayo, agosto o noviembre. El promedio del nivel de la tropopausa es 9,4 hPa superior en la parte mediterránea y su variabilidad expresada mediante la desviación estándar es 2,5 hPa mayor que sobre la parte occidental por lo que podemos concluir que la tropopausa está más baja (mayor presión) y su variabilidad es mayor en el costado mediterráneo.

En los meses de noviembre entre 1978 y 2002 se produjeron tres casos singulares de promedios mensuales de nivel de la tropopausa muy bajos (nivel de altura promedio de la tropopausa muy alto), correspondientes a 1979, 1992 y 1994. Los niveles de 1992 no son los extremos, sin embargo se produjeron niveles promedios de TOC en todas las series de sobrevuelos TOMS N7 con carácter de fuera de serie y muy por debajo de los niveles observados en 1979 y 1992. Se puede concluir que estos niveles excepcionalmente bajos de TOC no tenían únicamente relación

con los niveles de la tropopausa, sino que había otras causas externas entre las que destaca la presencia de aerosoles estratosféricos procedentes de la erupción del Pinatubo en junio de 1991 ya que están reportadas pérdidas importantes de ozono en el hemisferio norte sobre todo durante el invierno y primavera de 1992-1993.

8 MODELOS VARIABILIDAD TEMPORAL DEL TOC EN FUNCION DE VARIABLES DINAMICAS Y TERMODINAMICAS

En este capítulo vamos a abordar la modelización de los valores del TOC a partir de los valores de las variables dinámicas y termodinámicas. Empezaremos por efectuar una descripción de los métodos estadísticos y de soft-computing utilizados en este estudio que incluyen: redes neuronales, modelos autoregresivos (ARMA y ARIMA) o de Box-Jenkins y modelos lineales. Efectuaremos un análisis previo de la relación estadística y estacional entre las variables termodinámicas y las series de variables de TOC utilizadas que serán únicamente las correspondientes a la serie del satélite Nimbus-7 entre 1978 y 1993. Describiremos un procedimiento de desestacionalización que aumenta la eficacia de los modelos y realizaremos un análisis comparativa de resultados para todos los modelos aplicando y sin aplicar dicha técnica. Como colofón mostraremos un avance más en la aplicación de técnicas de soft-computing mediante el uso de bancos de redes neuronales y mostraremos las mejoras que se producen. Nos basaremos sobretodo en el periodo 1978-1993 porque disponemos en él de las series de TOC más largas para la Península Ibérica. Usaremos las series de promedios mensuales de Madrid, Murcia, Arenosillo, Lisboa y Mont-Louis además de una sexta seudoserie formada por el promedio de las otras cinco que se denominará Med5sites y que se pretende sea representativa del conjunto de la Península Ibérica.

8.1 MODELOS UTILIZADOS. REDES NEURONALES. MODELOS AUTOREGRESIVOS. MODELOS LINEALES.

En este apartado cambiamos el método de modelización. La variabilidad estacional se va reproducir mediante otros procedimientos estadísticos que serán comparados con un método de referencia simple y el método de ajuste lineal multivariante.

8.1.1. Redes Neuronales: perceptrón multicapa

El Perceptrón Multicapa es quizás la red neuronal más utilizada en problemas de regresión y clasificación, además de ser uno de los modelos más simples, intuitivos y que mejores resultados proporcionan. Un MLP se define como un sistema paralelo de procesamiento de la información, que consiste en una capa de entrada, una serie de capas ocultas, y una capa de salida. En estas capas, se sitúan unidades de procesamiento básicas, conocidas como neuronas, que están unidas entre sí mediante una serie de enlaces caracterizados por pesos, que dan mayor o menor importancia a las relaciones entre las neuronas. Un perceptrón multicapa aprende (es entrenado) mediante ejemplos conocidos, de manera que los pesos de los enlaces neuronales se ajusten para aprender la función existente entre los ejemplos de entrada, y la correspondiente salida del sistema. Es conocido que los perceptrones multicapa (como la gran mayoría de las redes neuronales), son aproximadores de una amplia gama de funciones, lo que les confiere una gran versatilidad y universalidad a la hora de actuar como regresores en muchos tipos de problemas. En general, en problemas de regresión y predicción de series temporales como el de predicción de contaminantes, se utilizan perceptrones multicapa con una capa oculta y una capa de salida, similares al modelo mostrado en la Figura 8.1.

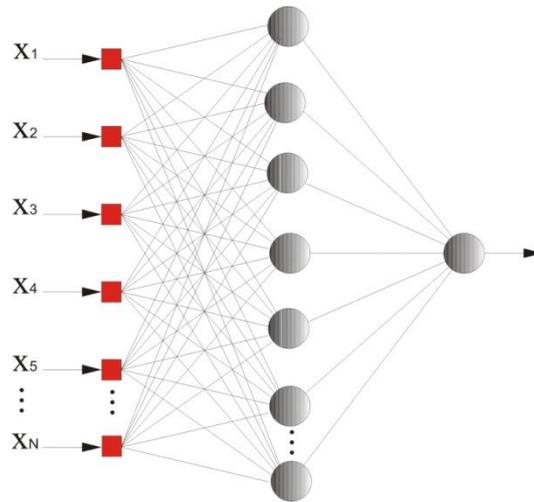


Figura 8. 1. Modelo de un perceptrón multicapa.

Este modelo de perceptrón está formado por una capa de entrada, donde se presentan a la red los vectores muestra, una capa oculta, donde se realiza el procesado, y una capa de salida, en la que se compara con la salida real del sistema para tener una medida del error de aproximación del sistema. La relación entre el vector de entrada en la red, y la salida es la siguiente:

$$y = \varphi \left(\sum_{i=1}^N w_i x_i - \theta \right) \quad (8.1)$$

donde y es la salida del perceptrón, x_i representa el vector de entrada (N componentes), φ es la función de transferencia de la neurona (normalmente una función logística del tipo

$\varphi = \frac{1}{1 - e^{-x}}$), w_i es el peso asociado a la neurona i , y θ es un parámetro de *bias* de la red. La

estructura de las unidades básicas de procesamiento (neuronas, mostradas como círculos grises en la Figura 8.1), se muestra en la Figura 8.2.

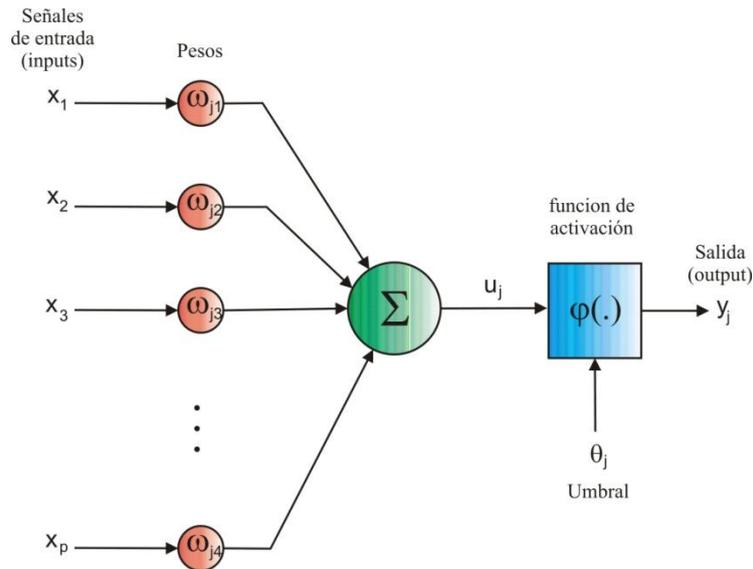


Figura 8.2. Modelo de neurona.

Existen diversos algoritmos para el entrenamiento de perceptrones multicapa, quizás el más conocido es el *Back Propagation* (Bishop, 1995]. Sin embargo, algoritmos de optimización como el de Levenberg-Marquardt (Hagan,94] han mostrado mejores resultados de generalización en el entrenamiento de estos sistemas. Por ejemplo, en el caso de la predicción de contaminantes, cada vector de entrada contiene la información de variables tales como la concentración del contaminante a predecir en las horas previas, y variables meteorológicas como temperatura, radiación, velocidad de viento etc. A partir de estos vectores de entrada, y conociendo medidas de concentración del contaminante reales para una estación, en un intervalo temporal pasado suficientemente largo, se lleva a cabo el entrenamiento de la red. Una vez entrenada, cuando a la red se le proporciona un vector de entrada nuevo con las variables para un contaminante en un momento temporal determinado, ésta será capaz de predecir el valor de dicho contaminante

para un tiempo en el futuro específico (predicción horaria, hora siguiente, predicción diaria, día siguiente, etc.).

8.1.2. Modelos autorregresivos ARMA y ARIMA. Modelos de Box y Jenkins.

En 1970, Box y Jenkins desarrollaron un cuerpo metodológico destinado a identificar, estimar y diagnosticar modelos dinámicos de series temporales en los que la variable tiempo juega un papel fundamental. Los modelos autorregresivos de media móvil o ARMA (por su nombre inglés *autoregressive moving average*) o los modelos autorregresivos de integrado de media móvil o ARIMA (por sus nombre inglés, *autoregressive integrated moving average*) son modelos estadísticos que utilizan variaciones y regresiones de datos estadísticos con el fin de encontrar patrones para una predicción hacia el futuro. Este modelo fue desarrollado a finales de los 60's. Box y Jenkins (1976) lo sistematizaron. . Otras publicaciones que tratan sobre ellos se pueden encontrar en Box et al,1994 y Makridakis et al, 1983. Estos modelos describe el comportamiento de la serie según su propia historia (univariado o modelos autorregresivos de media móvil) permitiendo la introducción de variables externas en un segundo paso (modelos multivariados o de funciones de transferencia).

Definimos un modelo como *autorregresivo* si la variable endógena de un período t es explicada por las observaciones de ella misma correspondientes a períodos anteriores añadiéndose, como en los modelos estructurales, un término de error. En el caso de procesos estacionarios con distribución normal, la teoría estadística de los procesos estocásticos dice que, bajo determinadas condiciones previas, toda Y_t puede expresarse como una combinación lineal de sus valores pasados (parte sistemática) más un término de error (innovación).

Un modelo de los denominados de medias móviles es aquel que explica el valor de una determinada variable en un período t en función de un término independiente y una sucesión de errores correspondientes a períodos precedentes, ponderados convenientemente. Estos modelos se denotan normalmente con las siglas **MA**, seguidos, como en el caso de los modelos autorregresivos, del orden entre paréntesis.

8.1.3. Modelos lineales. Modelo básico de referencia: Random walk.

Como referencia básica, utilizaremos un procedimiento muy sencillo, el de “random walk con deriva”. El modelo de “random walk”(caminata aleatoria) presenta muchas variantes. Fue introducido por Pearson, 1905. El modelo es un proceso estocástico que se basa en asumir que el último dato de la serie es el mejor valor para predecir el siguiente. Los resultados de este modelo nos sirven para estimar si modelos más elaborados se alejan de un pronóstico con fundamento “aleatorio” y poder medir en cuanto mejoran dicho pronóstico. También aplicaremos modelos de regresión lineal en solitario o en combinación con los modelos ARIMA y ofreceremos una comparación de los resultados de todos ellos. El modelo lineal utilizado es un modelo lineal de regresión multivariante con eliminación de aquellas variables no significativas mediante propagación hacia atrás

Como importante variante, utilizamos de nuevo el método de los conglomerados para separar las diferentes estaciones del año en función de los valores de un conjunto de variables termodinámicas. Utilizamos también este método para caracterizar los años en función de la duración de dichas estaciones y para ver los cambios que hubo entre el período cubierto por el Nimbus 7 y los períodos posteriores. Vemos los cambios que se producen en los modelos

lineales y valoramos su importancia en función de la relevancia de las variables termodinámicas presentes en cada periodo y estación.

8.2 ESTIMACION DE LA VARIABILIDAD DEL TOC EN RELACION CON VARIABLES TERMODINAMICAS

Como preparación a los trabajos en modelización y como expresión de la estimación de la variabilidad del TOC en relación con otras variables termodinámicas tales como índices atmosféricos, variables termodinámicas o la altitud del nivel de la tropopausa. Una consecuencia de esta relación son las variaciones estacionales de las diferencias de TOC entre ambos lados de la Península Ibérica, tal y como se muestra en el Capítulo 7 y que son explicables en parte mediante las variaciones estacionales de los niveles de la tropopausa en sentido longitudinal.

Hay que señalar también la cuantificación del efecto de estas variables en la tendencia negativa del TOC observada sobre todo en los meses de febrero y marzo. Según Hood y Soukharev (2005), una parte de la variabilidad interanual del ozono puede ser atribuida a dos procesos dinámicos específicos de transporte. Del 18% al 25% de la tendencia en esos meses puede ser atribuida a cambios de largo plazo en la circulación Brewer-Dobson que es un proceso diabático gobernado por los cambios en el forzamiento de las ondas planetarias a escala global y que se estima mediante el flujo de Eliassen-Palmen. Por otra parte, del 27 al 31% de dicha tendencia durante estos meses se debe a cambios a largo plazo en el forzamiento local no lineal de las ondas sinópticas, tal y como se deduce de las variaciones interanuales correlacionadas entre el promedio zonal de ozono y la verticidad potencial de Ertel. Como el anterior, este componente revela un incremento neto generalizado en la intensidad del vórtice polar, lo cual viene asociado con un incremento en latitudes medias del hemisferio norte del número de ondas de Rossby que se rompen generando flujo anticiclónico hacia el polo. Entre ambas componentes pueden

explicar aproximadamente el 50% de la tendencia observada y la varianza interanual en latitudes medias del hemisferio norte en febrero y marzo.

En otros trabajos se relaciona la variabilidad decadal del ozono con las variaciones en la estructura dinámica de la atmósfera. Bronnimann et al. (2000) relaciona dicha variabilidad con los índices atmosféricos propios de la troposfera, incluso de niveles bajos tales como la NAO o la Oscilación Ártica entre otros. El estudio se realiza con la serie de Arosa (Suiza) en el periodo 1931-1998 y se encuentran correlación significativa entre dichos índices y el promedio del TOC en todos los meses excepto en abril, junio, julio y noviembre. Un análisis sobre los campos de altura geopotencial para el periodo 1958-1997 muestra que las anomalías en la circulación conllevan la aparición de configuraciones de la troposfera alta que son consistentes con la influencia de la dinámica sobre el TOC.

Otro estudio (Steinbrecht et al., 1998) pone de manifiesto la relación entre la altura de la tropopausa y el TOC. En este caso, el estudio se centra en los perfiles promedio de ozono y su agrupación según la altura de la tropopausa sobre Hohenpeissenberg (Alemania) y se aprecia como el perfil de razón de mezcla de ozono sube y baja de acuerdo a sus variaciones. El cambio más importante en el perfil vertical se produce en los alrededores de la tropopausa y en cambio es prácticamente nulo a 25 km de altura. Se ha hallado que el TOC decrece unas 16 UD por cada kilómetro de aumento del nivel de la tropopausa independientemente de las estaciones del año. Se encontró también que la tropopausa ha aumentado de nivel en dicha estación a razón de 150 ± 70 m (2σ) por década entre 1967 y 1997. Solo el cambio en el nivel de la tropopausa explicaría el 25% de la variabilidad del TOC en las décadas de los 80 y 90.

Como ya mencionamos antes, otro estudio relaciona también las tendencias en el TOC en los meses invernales con el índice NAO en el sentido de que la inclusión de este índice en los modelos de tendencias proporciona variaciones longitudinales más suavizadas dando lugar a un patrón más uniforme por lo que habremos de considerar utilizar también índices climáticos en nuestros modelos estadísticos para representar el comportamiento del TOC.

El área geográfica para la obtención de los promedios se seleccionó, de acuerdo con la rejilla del reanálisis del NCEP de la siguiente manera: límite entre los paralelos 42.9 N y 35 N y entre los meridianos 12 W y 6 E. Madrid está situado en el centro de esta área y Murcia en la parte sureste pero aún bastante adentrada. El sufijo IP indica que el área está centrada en la Península Ibérica. Se recuperan los campos entre 1948 y 2008 aunque se van a utilizar únicamente de manera plena a partir de noviembre de 1978 ya que no disponemos de datos de TOC fuera de este periodo pero sobre todo para evitar los problemas de salto en la calidad del reanálisis debido a la introducción de datos de satélite en el análisis (Trenberth et al., 2001).

Un estudio reciente sobre la atribución de los cambios en el ozono estratosférico y la temperatura realizado por Shepherd y Jonsson (2008) muestra el papel de las Sustancias Destructoras de Ozono (ODS en inglés) pero también el papel que los gases de efecto invernadero tales como el metano, el dióxido de carbono y el mismo ozono están jugando como moduladores de la temperatura en la estratosfera y la mesosfera. En este estudio, sin embargo, nos centraremos en la relación entre variables termodinámicas y el ozono y como estas relaciones pueden cambiar en el transcurso del periodo 1978-2008. Las variables seleccionadas son el nivel de presión de tropopausa (TPP), temperatura a 50 hPa (t_{50}), temperatura a 200 hPa (t_{200}), componentes meridiana y zonal del viento a 200 hPa (v_{200} y u_{200}) y de nuevo la

radiación de onda larga saliente (OLR). No consideramos la velocidad vertical omega en 200 hPa por sus pobres resultados. Todas las variables son promedios mensuales sobre el área definida un poco antes y que llamaremos como "Península Ibérica" (IP). Un análisis de las series mensuales obtenidas de las nuevas variables para febrero, mayo, agosto y noviembre mediante funciones Kernel aplicadas al periodo 1948-2008 muestra características similares a las curvas del TOC de las series individuales presentadas en este trabajo, abriendo buenas perspectivas de encontrar relaciones estadísticas significativas. Los resultados del análisis estadístico de correlación por rangos de Spearman de cada par de variables se muestran en la tabla 8.1

Representando mediante un código de colores los diferentes niveles del coeficiente de correlación R (en blanco para valores inferiores a 0,20, amarillo para valores entre 0,20 y 0,40, dorado entre 0,40 y 0,60 y verde para valores superiores a 0,60), se observa como en febrero la componente meridiana de la velocidad del viento a 200 hPa es el factor que mejor correlaciona con el TOC sobre todo en la parte mediterránea. La correlación es de signo negativo por lo que indica que los incrementos en TOC están asociados a valores negativos (vientos del norte) La segunda variable que mejor correlaciona es la OLR (o su opuesta, la cobertura nubosa). Un comportamiento ligeramente distinto lo muestra la serie de Lisboa y la de Arenosillo en menor medida. En estas series, aunque en las variables previamente citadas tienen correlaciones aceptables (menoras que en las otras series), la variable que mejor correlaciona es la temperatura a 50 hPa. Podemos concluir que en febrero, en la fachada mediterránea, los factores puramente dinámicas: chorros, borrascas, son los que determinan en gran medida el TOC. En la fachada atlántica siguen siendo significativos pero predominan los valores de temperatura en la estratosfera.

color	amarillo	naranja	verde
R < 0,20 (valor absoluto)	0,20 < R < 0,40 (valor absoluto)	0,40 < R < 0,60 (valor absoluto)	R > 0,60 (valor absoluto)

FEBRERO	N7Madmes	N7Murmes	N7Lisb	N7Arenos	N7MLouis	Med5sites
t200IP	-0,0393	-0,1107	-0,1143	-0,0571	0,0321	-0,0857
valor-P	0,8831	0,6787	0,6689	0,8307	0,9043	0,7484
t50IP	0,4464	0,4	0,625	0,5357	0,35	0,5107
valor-P	0,0948	0,1345	0,0194	0,045	0,1903	0,056
TPPIP	0,1429	0,0679	0,1393	0,1286	0,1429	0,1286
valor-P	0,593	0,7996	0,6023	0,6305	0,593	0,6305
u200IP	0,35	0,2857	0,275	0,1929	0,5357	0,325
valor-P	0,1903	0,285	0,3035	0,4705	0,045	0,224
v200IP	-0,6571	-0,6286	-0,4357	-0,5679	-0,6786	-0,5679
valor-P	0,0139	0,0187	0,103	0,0336	0,0111	0,0336
OLRIP	-0,5536	-0,4179	-0,3929	-0,3143	-0,6964	-0,4786
valor-P	0,0383	0,1179	0,1416	0,2396	0,0092	0,0733
MAYO	N7Madmes	N7Murmes	N7Lisb	N7Arenos	N7MLouis	Med5sites
t200IP	0,4725	0,389	0,3407	0,3187	0,4989	0,4418
valor-P	0,0884	0,1607	0,2193	0,2505	0,072	0,1112
t50IP	0,4505	0,4681	0,6659	0,5165	0,367	0,4725
valor-P	0,1043	0,0914	0,0163	0,0626	0,1857	0,0884
TPPIP	0,5297	0,5165	0,4198	0,4462	0,5165	0,5297
valor-P	0,0562	0,0626	0,1301	0,1077	0,0626	0,0562
u200IP	0,2044	0,0154	0,2176	0,0286	0,2132	0,1473
valor-P	0,4611	0,9558	0,4327	0,9179	0,4421	0,5955
v200IP	-0,2791	-0,3714	-0,1297	-0,3099	-0,4242	-0,3099
valor-P	0,3142	0,1805	0,6401	0,2639	0,1262	0,2639
OLRIP	-0,5209	-0,4286	-0,4725	-0,4418	-0,367	-0,4769
valor-P	0,0604	0,1223	0,0884	0,1112	0,1857	0,0855
AGOSTO	N7Madmes	N7Murmes	N7Lisb	N7Arenos	N7MLouis	Med5sites
t200IP	0,2132	0,0593	0,4312	0,0549	0,1692	0,222
valor-P	0,4421	0,8306	0,12	0,843	0,5417	0,4235
t50IP	0,8286	0,8418	0,8119	0,7582	0,8462	0,8681
valor-P	0,0028	0,0024	0,0034	0,0063	0,0023	0,0017
TPPIP	0,5429	0,6132	0,4686	0,6044	0,6176	0,5912
valor-P	0,0503	0,027	0,0911	0,0293	0,026	0,033

u200IP	-0,0813	-0,2176	-0,2068	-0,2967	-0,0198	-0,0901
valor-P	0,7694	0,4327	0,4558	0,2847	0,9431	0,7453
v200IP	-0,3582	-0,5209	-0,0704	-0,4198	-0,4374	-0,3978
valor-P	0,1965	0,0604	0,7996	0,1301	0,1148	0,1515
OLRIP	-0,4945	-0,3495	-0,4928	-0,3934	-0,3934	-0,4154
valor-P	0,0746	0,2077	0,0756	0,1561	0,1561	0,1342
NOVIEMBRE	N7Madmes	N7Murmes	N7Lisb	N7Arenos	N7MLouis	Med5sites
t200IP	0,1305	0,0321	0,1036	0,1483	0,3181	0,1786
valor-P	0,6254	0,9043	0,6984	0,5788	0,2339	0,504
t50IP	0,4951	0,5714	0,6571	0,6238	0,6416	0,6429
valor-P	0,064	0,0325	0,0139	0,0196	0,0164	0,0162
TPPIP	0,3825	0,3107	0,45	0,5398	0,3718	0,4786
valor-P	0,1524	0,245	0,0922	0,0434	0,1642	0,0733
u200IP	0,134	0,0857	0,3071	0,3557	0,3592	0,2964
valor-P	0,616	0,7484	0,2505	0,1832	0,1789	0,2674
v200IP	0,2788	0,0036	0,4929	0,3467	-0,0679	0,35
valor-P	0,2968	0,9893	0,0652	0,1945	0,7994	0,1903
OLRIP	-0,2055	-0,025	-0,4393	-0,3378	-0,1055	-0,325
valor-P	0,4419	0,9255	0,1002	0,2063	0,6932	0,224

Tabla 8.1. Coeficientes de Correlación de rangos de Spearman y valor-P (en rojo indican correlación estadística significativa al 95% de nivel de confianza) para los pares de datos de TOC de los sobrevuelos del TOMS N7 (más una serie artificial promedio de las anteriores) y las variables: temperatura a 200 y 50 hPa, nivel de presión de la tropopausa, componentes meridiana y zonal del viento a 200 hPa y OLR promediadas sobre la Península Ibérica. Meses de febrero, mayo, agosto y noviembre.

En el mes de mayo, se produce una baja general en los valores del coeficiente de correlación en la v200 y en OLR. La temperatura a 50 hPa mantiene niveles similares, con la correlación de Lisboa todavía elevada y significativa. Los valores de R para las correlaciones con el nivel de la tropopausa aumentan pero sin llegar a ser significativas. Es un mes de transición hacia el siguiente mes

Mes de agosto. Muestra correlaciones significativas y elevadas en todas las series con la temperatura a 50 hPa (superando los 0.80 en todas excepto Arenosillo). Otra variable con

correlaciones elevadas es el nivel de la tropopausa pero no siempre alcanzan niveles estadísticamente significativos. OLR y v200 muestran valores más bajos y ninguna alcanza niveles significativos.

En noviembre, la temperatura a 50 hPa sigue siendo la variable con mayor correlación sobre todo en la parte norte y atlántica, siendo Madrid la serie con correlación más débil y sin significación estadística. Todavía la TPP muestra cierta correlación pero menor que en agosto. Murcia es la serie que, en general, presenta correlaciones más débiles en todas las variables.

8.3 MODELOS DE REGRESION LINEAL SOBRE VARIABLES TERMODINAMICAS

A continuación procederemos a modelizar la evolución temporal de las series inicialmente mediante modelos lineales. En este apartado aplicaremos diferentes procedimientos para modelizar como evoluciona el TOC en la serie de valores mensuales N7 (noviembre 1978- abril 1993) para los cinco emplazamientos más la seudoserie promedio de todas ellas. También vamos a aplicarlo a las series de valores promedio mensuales obtenidos de los espectrofotómetros Brewer situados en Madrid y en Murcia. En el primer caso la serie comprende desde enero de 1993 hasta diciembre de 2002 en su primer tramo y desde enero de 2006 hasta junio de 2008 en su segundo tramo. En Murcia se dispone de datos entre enero de 1996 y agosto de 2008. De la serie del Brewer Murcia se han borrado los promedios de julio, agosto y septiembre de 2003 por sospechar que son erróneos al empeorar gravemente las estadísticas de los ajustes.

En este primer apartado, utilizaremos solo los valores de las seis series promedio de variables termodinámicas sobre la Península Ibérica utilizadas en el apartado anterior: temperaturas a 200 y 50 hPa, OLR, nivel de la tropopausa (en hPa), componentes zonal y meridiana del viento a 200 hPa.

El modelo utilizado es un modelo lineal de regresión multivariante con eliminación de aquellas variables no significativas mediante propagación hacia atrás. Como indicadores de la bondad del modelo utilizaremos el estadístico R-cuadrado, el estadístico R-Cuadrado ajustado a los grados de libertad, que es más apropiado para comparar modelos con diferente número de variables independientes y que proporcionará una estimación del porcentaje de la variabilidad de la variable independiente explicada por el modelo. También usaremos el error estándar de la estimación de la variable independiente muestra la desviación estándar de los residuos y el error absoluto medio que es el valor promedio de los residuos.

Los resultados de este ajuste en el año completo para las seis series de datos del TOMS N7, para Brewer Madrid y Brewer Murcia se dan en la tabla 8.2. Vemos que el coeficiente R-cuadrado ajustado a los grados de libertad que explica el porcentaje de la variabilidad del TOC que el modelo lineal es capaz de reproducir es bastante elevado. En las series TOMS N7 oscila entre el 74,3 de Murcia y el 78,6 de Madrid, obteniendo 78,5 los modelos de Lisboa y Mont-Louis. El porcentaje de variabilidad del Med5sites como promedio representativo de la Península Ibérica alcanza el 77,5%. Las series Brewer no obtienen un ajuste tan bueno. La serie Brewer Madrid solo explica el 75,5% y la Brewer Murcia solo 70,2% siendo el porcentaje más bajo de todos con cierta diferencia. Los errores estándar tienen cierta relación con los rangos de valores en que se mueven cada una de las series. No es extraño que Mont Louis tenga el error estándar

superior 15,3 UD por que su variabilidad también lo es. Las otras series TOMS N7 oscilan entre 13,2 y 13,9 UD. Las dos series Brewer tienen errores inferiores: 12,0 y 12,2 UD. Indican con ello una variabilidad inferior en los periodos posteriores a 1993, a pesar de que los modelos no sean tan buenos.

Observando los modelos en sí mismos, se ve que la temperatura a 200 hPa solo participa en un modelo de ajuste que es el de Mont-Louis. El coeficiente es negativo por lo que aumentos de la temperatura a ese nivel llevan a disminuciones en el nivel de TOC en Mont Louis. Hay cuatro variables que participan en todos los ajustes. OLR, con coeficientes entre 0.5 y 1.0 siendo mayores en las series Brewer y en la serie Mont-Louis. La temperatura a 50 hPa tiene siempre contribución positiva indicando que valores más altos de temperatura a ese nivel están asociados con valores mayores de TOC, en las series N7 los coeficientes valen alrededor de 7. Tomando el valor de Med5sites como representativo, podemos decir que aumentos de 1 grado en la temperatura a 50 hPa llevan a aumentos de 7.3 UD sobre la Península Ibérica, o al menos eran los que llevaban en el periodo 1978-1993. Sin embargo, las series Brewer muestran coeficientes muy diferentes alrededor de 4.5, por lo que a partir de 1993, el comportamiento promedio aparente es que incrementos de 1 grado en 50 hPa llevan a incrementos en TOC de solo 4.5 UD. Es interesante mencionar que, de acuerdo con Steinbrech et al. (2003), cambios de 1 K en las temperaturas a 50 hPa llevan a cambios de 10 UD en promedio en los valores del TOC. De acuerdo a lo mencionado en este trabajo y a los cambios experimentos en las series sobre Madrid a partir de 1993, podríamos añadir que los gradientes de la temperatura a 50 hPa reproducirían los gradientes de TOC de manera más suave a partir de esa fecha, que en el periodo 1978-1993.

El nivel de la tropopausa presenta coeficientes entre 0.9 (en latitudes más al sur) y 1.1 en Mont-Louis. Los modelos Brewer tienen coeficientes 1.0. En todo caso y de manera aproximada, aumentos del nivel de la tropopausa de 1 hPa llevan a aumentos de 1 UD en el TOC. La componente zonal del viento a 200 hPa participa también en todos los modelos. En las series TOMS N7 los coeficientes varían entre 1.2 en Arenosillo y 2.8 en Mont-Louis con un valor de 1.8 en Med5sites. Esta variación indica que la dependencia del TOC con la intensidad del viento es bastante mayor conforme aumentamos de latitud ya que la posición de los chorros determina en mayor manera los cambios en el tiempo conforme aumentamos de latitud (siempre en latitudes medias). El valor 1.8 indicaría que un aumento del viento zonal en 1.8 m/s implicaría un aumento de 1 UD en el TOC sobre la Península Ibérica. Los valores obtenidos en las series Brewer son más bajos que los correspondientes a los mismos emplazamientos TOMS N7 con lo que parece indicar una importancia inferior desde 1993 de esta variable en la modulación de la cantidad de ozono sobre la Península. Finalmente, la componente meridiana de viento no aparece ni en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid. Los coeficientes para los otros modelos oscilan entre -0.7 en Brewer Murcia hasta -1.7 en Mont Louis. Vientos de componente norte (negativos) llevan a aumentos en las cantidades de TOC y vientos de componente sur (positivos) conllevan disminuciones. El efecto es mayor en latitudes más al norte y no aparece en la fachada atlántica de la Península. De nuevo, en el periodo posterior a 1993 parece debilitarse esta relación. La degradación de 4% en el coeficiente R-cuadrado en las series de Murcia indicaría que los factores dinámicos representados por este conjunto de variables han perdido importancia respecto al periodo 1978-1993.

AÑO completo	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrad %	79,2	75,0	79,0	75,7	79,1	78,1	76,1	71,6
R cuad ajuste gl %	78,6	74,3	78,5	75,1	78,3	77,5	75,5	70,6
Std error (UD)	13,9	13,8	13,2	13,2	15,3	13,6	12,0	12,0
Error abs prom (UD)	11,0	11,0	10,4	10,3	12,2	10,8	9,4	9,2
Relaciones lineales								
$N7Mad = 399,1 + 0,6*OLRIP + 7,7 *t50IP + 1,0*TPPIP + 2,0*u200IP - 0,9*v200IP$								
$N7Mur = 387,3 + 0,6*OLRIP + 7,1*t50IP + 0,9*TPPIP + 1,4*u200IP - 1,3*v200IP$								
$N7Lisb = 409,5 + 0,6*OLRIP + 7,3*t50IP + 0,9*TPPIP + 1,6*u200IP$								
$N7Arenos = 418,0 + 0,5*OLRIP + 6,9*t50IP + 0,9*TPPIP + 1,2*u200IP$								
$N7MLouis = 164,0 + 1,0*OLRIP - 1,8*t200IP + 7,7*t50IP + 1,1*TPPIP + 2,8*u200IP - 1,7*v200IP$								
$Med5sites = 384,3 + 0,6*OLRIP + 7,3*t50IP + 1,0*TPPIP + 1,8*u200IP - 0,9*v200IP$								
$BrwMad = 158,9 + 0,8*OLRIP + 4,5*t50IP + 1,0*TPPIP + 1,6*u200IP$								
$BrwMurc = 210,1 + 0,7*OLRIP + 4,7*t50IP + 1,0*TPPIP + 1,1*u200IP - 0,7*v200IP$								

Tabla 8.2. Regresión lineal múltiple entre OLR, temperaturas a 50 y 200 hPa, componentes del viento longitudinal y latitudinal a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Estadísticas y resultados del modelo para todo el año.

Este análisis ha sido realizado mediante 175 datos mensuales de las series N7, 164 datos de la serie Brewer Madrid y 151 de la serie Brewer Murcia lográndose una correcta representatividad estadística. A continuación, vamos a examinar el comportamiento de las series por trimestres para obtener una visión particular de cada estación. Todos los modelos obtenidos tienen significación estadística por encima del nivel de confianza del 95%, Los datos del ajuste son visibles en la tabla 8.3. Recordemos que corresponden al periodo 1978-1993.

Se observa que hay trimestres del año en los cuales la proporción de variabilidad del TOC explicada por los modelos es mayor y los errores son menores. Sobre todo el trimestre AMJ presenta porcentajes de R-cuadrado ajustado entre 67,7% (Arenosillo) y 79,3% (Madrid). El trimestre JAS de verano presenta valores algo inferiores para las series N7 TOMS. En ambos, las series Brewer presentan valores de R-cuadrado inferiores en un 15% aproximadamente respecto a las series TOMS. Los ajustes con factores termodinámicos siguen siendo peores a partir de 1993, al menos con el método utilizado. Los dos trimestres fríos presentan menores valores de R-cuadrado y mayores errores en las series N7 con valores alrededor de 50% en muchos casos aunque Mont Louis suele registrar mejores indicadores con 61,7% en EFM y 52,2% en OND. Murcia N7 es el peor con 47,7% en EFM y 34,4% en OND. Los scores de la serie Brewer en la época fría no son buenos en EFM siendo Madrid ligeramente inferior al Med5sites con 49,7% y Murcia decididamente peor con 39,0%. Sin embargo en OND, las estadísticas muestran mejor ajuste en las series Brewer que en las TOMS N7. Madrid presenta un R-cuadrado ajustado de 65,5% y Murcia un 58,3% casi 20 puntos más que la serie Murcia TOMS para la misma época del año. Es importante observar que los peores resultados se obtienen en el trimestre de enero a marzo correspondiente al invierno.

Ene-Feb-Mar	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	57,8	51,3	58,1	50,4	64,3	55,0	53,4	40,6
R cuad ajuste gl %	55,8	47,7	56,1	48,0	61,7	52,9	49,7	39,0
Std error (UD)	15,6	16,2	14,1	15,2	16,4	15,5	14,7	13,3
Error abs prom (UD)	13,0	13,0	11,2	12,6	12,8	13,1	11,7	11,2
AMJ	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	81,3	78,5	73,9	70,8	74,3	77,4	60,1	62,5
R cuad ajuste gl %	79,3	76,2	71,8	67,7	71,6	75,1	58,0	59,2
Std error (UD)	8,5	8,8	8,9	9,6	11,0	8,9	11,9	11,8
Error abs prom (UD)	6,6	6,8	7,1	7,3	8,1	6,9	8,3	8,1
JAS	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	75,0	69,3	78,1	78,0	64,0	75,6	53,1	46,7
R cuad ajuste gl %	72,3	66,0	76,4	75,6	62,2	73,0	49,1	43,3
Std error (UD)	5,6	5,1	5,5	4,6	7,6	5,3	6,1	4,6
Error abs prom (UD)	4,1	3,9	4,0	3,5	6,2	4,0	4,8	4,5
OND	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	52,0	39,0	57,4	52,1	57,8	52,1	68,2	63,1
R cuad ajuste gl %	47,1	34,4	54,2	47,2	52,2	47,1	65,5	58,3
Std error (UD)	8,9	8,9	7,3	7,5	9,0	8,0	6,8	6,6
Error abs prom (UD)	6,9	6,6	5,7	5,6	7,0	6,2	5,3	3,7

Tabla 8.3. Regresión lineal múltiple entre OLR, temperaturas a 50 y 200 hPa, componentes del viento longitudinal y latitudinal a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Estadísticas del ajuste para los trimestres: Enero-Febrero-Marzo (EFM), Abril-Mayo-Junio (AMJ), Julio-Agosto-Septiembre (JAS) y Octubre-Noviembre-Diciembre (OND)

En la Tabla 8.4 se muestran las relaciones lineales obtenidas como modelo de ajuste entre las variables termodinámicas promediadas mensualmente sobre la Península Ibérica y las series de TOC. En el trimestre EFM destaca la presencia perenne de la temperatura a 50 hPa. El valor del coeficiente supera ligeramente el valor de 8, siendo el de Med5 sites de 8.4 UD/grado, ligeramente superior que para todo el año y más próximo al valor de Steinbrecht. El otro factor que aparece en todas las series N7 es el viento zonal de manera similar a la relación anual. En este caso, se observa también la variación latitudinal del coeficiente con valores superiores en Mont Louis. El valor del sitio promedio Med5sites es de 1,3 UD/ms⁻¹. En la fachada mediterránea aparece también el factor componente de viento meridiana a 200 hPa. El modelo que reproduce el comportamiento de la serie Brewer de Madrid a partir de 1993 es diferente al del sobrevuelo de Madrid del TOMS. El coeficiente de t50IP es la mitad y disminuye también la relación con el viento. Aparece un factor de dependencia de la altura de la tropopausa. Finalmente el modelo de comportamiento de la serie Brewer de Murcia (entre 1996 y 2008) no integra otro factor que la temperatura a 50 hPa siendo de nuevo casi la mitad que la del TOMS del Murcia.

En el trimestre AMJ en el cual se obtienen las mejores correlaciones, aparecen tres variables como fijas en todas las series TOMS. OLR con coeficientes entre -0.6 y -0.9 indicando que a menor radiación saliente (mayor nubosidad) corresponde mayor abundancia de ozono, la temperatura a 50 hPa con valores ligeramente inferiores a trimestre anterior (6,9 UD/grado en Med5sites) y una correspondencia con el nivel de la tropopausa de 0.4 UD/hPa. En la fachada mediterránea y Madrid aparece una dependencia con la componente zonal del viento (igual de intensa en Murcia que en Mont Luis) y una dependencia de la componente meridiana en el Arenosillo. De nuevo las series Brewer presentan expresiones diferentes. No aparece OLR, la

dependencia con la temperatura a 50 hPa en este trimestre es muy parecida a los valores de las series N7 por lo que podríamos deducir que los cambios en EFM después de 1993 no se reproducen en el trimestre AMJ, al menos no de la misma manera ya que aparece una dependencia del nivel de la tropopausa mayor que antes de 1993 (el doble). En Murcia aparece también una dependencia del viento zonal a 200 hPa. De los resultados de estos dos trimestres parece deducirse que la dependencia del ozono con el viento zonal NO es simétrica entre ambos lados de la Península.

En el trimestre JAS las relaciones son aún buenas pero aparecen cambios en las relaciones. T50hPa sigue estando en casi todas las relaciones pero con coeficientes inferiores, alrededor de los 5,2 UD/grados de Med5sites. De nuevo las series Brewer tienen coeficientes ligeramente inferiores: 4.3 en Murcia y Madrid no tiene. La novedad es la aparición en casi todas las series de la dependencia con la temperatura a 200 hPa con valores del coeficiente entre los 6.2 UD/grado de Lisboa hasta los 3.7 UD/grado de Madrid. La serie Madrid Brewer tiene un coeficiente de 4.4 y Murcia no lo tiene. Esta dependencia en esta época del año podría explicarse por el hecho de que la tropopausa se encuentra alrededor de ese nivel. Parece reforzarse la importancia que los factores ligados a ese nivel tienen para evaluar el TOC. OLR aparece en Madrid y en la Med5sites, así como en las dos series Brewer con coeficientes entre 0.3 y 0.5. El nivel TPP aparece en todas menos en Mont Louis y en Brewer Murcia. Coeficientes entre 0.4 y 0.5 excepto en Brewer Madrid en donde se dobla con 0.8 UD/hPa. Murcia N7 presenta una conexión con la componente zonal del viento a 200 hPa y Arenosillo con la componente meridiana.

En el trimestre OND, el efecto de la temperatura a 50 hPa se hace más débil al disminuir el coeficiente: 4.4 UD/grado en Med5sites y se difumina más en la serie Brewer con 2.5 y 3.6 en Madrid y Murcia. El nivel de la TPP sigue presente en las series N7 pero con coeficientes menores entre 0.2 y 0.3 (excepto Mont-Louis 0.6). La serie Brewer Madrid duplica el coeficiente con 0.6. La variable OLR aparece en todas menos en Mont Louis y en Madrid Brewer.

Relaciones lineales EFM
$N7Madmes = 840,2 + 8,8 * t50IP + 1,5 * u200IP$
$N7Murmes = 789,2 + 7,9 * t50IP + 0,9 * u200IP - 1,7 * v200IP$
$N7Lisb = 813,5 + 8,3 * t50IP + 1,1 * u200IP$
$N7Arenos = 801,2 + 8,0 * t50IP + 0,8 * u200IP$
$N7MLouis = 824,6 + 8,7 * t50IP + 2,1 * u200IP - 2,1 * v200IP$
$Med5sites = 820,3 + 8,4 * t50IP + 1,3 * u200IP$
$BrwMadprom = 438,2 + 4,3 * t50IP + 0,6 * TPPIP + 1,1 * u200IP$
$BrwMucprom = 632,2 + 4,9 * t50IP$
Relaciones lineales AMJ
$N7Madmes = 921,4 - 0,8 * OLRIP + 7,7 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 0,9 * v200IP$
$N7Murmes = 808,2 - 0,6 * OLRIP + 6,6 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 1,8 * v200IP$
$N7Lisb = 855,8 - 0,7 * OLRIP + 6,9 * t50IP + 0,4 * TPPIP$
$N7Arenos = 859,5 - 0,8 * OLRIP + 6,7 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 0,9 * u200IP$
$N7MLouis = 923,9 - 0,9 * OLRIP + 7,4 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 1,8 * v200IP$
$Med5sites = 848,4 - 0,7 * OLRIP + 6,9 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 1,0 * v200IP$
$BrwMadprom = 538,2 + 6,0 * t50IP + 0,8 * TPPIP$
$BrwMucprom = 698,5 + 8,5 * t50IP + 0,7 * TPPIP - 1,8 * v200IP$
Relaciones lineales JAS
$N7Madmes = 642,3 + 0,3 * OLRIP + 3,7 * t200IP + 5,1 * t50IP + 0,4 * TPPIP$
$N7Murmes = 719,0 + 4,4 * t200IP + 4,0 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 1,1 * v200IP$
$N7Lisb = 807,1 + 6,2 * t200IP + 4,1 * t50IP + 0,5 * TPPIP$
$N7Arenos = 812,4 + 5,4 * t200IP + 4,8 * t50IP + 0,4 * TPPIP - 0,6 * u200IP$
$N7MLouis = 987,5 + 4,1 * t200IP + 8,0 * t50IP$
$Med5sites = 638,9 + 0,3 * OLRIP + 3,4 * t200IP + 5,2 * t50IP + 0,4 * TPPIP$
$BrwMadprom = 285,7 + 0,5 * OLRIP + 4,4 * t200IP + 0,8 * TPPIP$

$\text{BrwMucprom} = 470,4 + 0,3 * \text{OLRIP} + 4,3 * \text{t50IP}$
Relaciones lineales OND
$\text{N7Madmes} = 664,7 - 0,6 * \text{OLRIP} + 4,7 * \text{t50IP} + 0,3 * \text{TPPIP} - 0,8 * \text{v200IP}$
$\text{N7Murmes} = 631,3 - 0,6 * \text{OLRIP} + 3,5 * \text{t50IP} - 1,4 * \text{v200IP}$
$\text{N7Lisb} = 619,3 - 0,4 * \text{OLRIP} + 4,4 * \text{t50IP} + 0,2 * \text{TPPIP}$
$\text{N7Arenos} = 494,8 - 0,4 * \text{OLRIP} - 2,2 * \text{v200IP} + 4,4 * \text{t50IP} + 0,2 * \text{TPPIP}$
$\text{N7MLouis} = 293,6 - 2,8 * \text{v200IP} + 4,4 * \text{t50IP} + 0,4 * \text{TPPIP} + 1,1 * \text{u200IP} - 1,4 * \text{v200IP}$
$\text{Med5sites} = 629,8 - 0,5 * \text{OLRIP} + 4,4 * \text{t50IP} + 0,2 * \text{TPPIP} - 0,9 * \text{v200IP}$
$\text{BrwMadprom} = 325,9 + 2,5 * \text{t50IP} + 0,6 * \text{TPPIP} + 0,5 * \text{u200IP}$
$\text{BrwMucprom} = 562,2 - 0,5 * \text{OLRIP} + 3,6 * \text{t50IP} + 0,4 * \text{TPPIP} - 0,8 * \text{v200IP}$

Tabla 8.4. Regresión lineal múltiple entre OLR (marrón), temperaturass a 50 (amarillo) y 200 hPa (violeta), componentes del viento longitudinal (azul) y latitudinal (verde) a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa (rojo) como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Resultados del modelo para los trimestres: Enero-Febrero-Marzo (EFM), Abril-Mayo-Junio (AMJ), Julio-Agosto-Septiembre (JAS) y Octubre-Noviembre-Diciembre (OND).

La componente zonal del viento a 200 hPa sigue apareciendo solo en la fachada oriental o en Madrid N7, aunque en la serie Madrid Brewer desaparece la componente zonal para aparecer la meridiana.

8.4 MODELOS DE REGRESION LINEAL. CLASIFICACION AUTOMATICA ESTACIONAL

A continuación se consideró una nueva aproximación al problema a partir de la aplicación del análisis de conglomerados a las series de variables termodinámicas. Como los resultados del ajuste variaban mucho de mes a mes y para evaluar de manera más precisa cual es el impacto de los cambios de los factores dinámicos en las diferentes series, se intenta a continuación categorizar las estaciones del año en función de cuatro conglomerados que asignaran cada mes a una determinada estación del año en función de estas seis variables meteorológicas.

Para ello obligamos a los valores de las seis variables a agruparse en cuatro conglomerados, suponiendo que cada uno representará una estación del año. Utilizamos la técnica del vecino más lejano y distancias métricas Euclidianas al cuadrado. Los resultados aparecen en la Tabla 8.5.

Grupo	OLRIP (W/m ₂)	t200IP (°C)	t50IP (°C)	TPPIP (hPa)	u200IP (m/s)	v200IP (m/s)
1	236,1	-58,4	-61,2	211,4	18,5	-5,2
2	248,0	-57,0	-58,0	194,6	20,3	1,1
3	277,6	-54,6	-57,3	158,7	14,9	0,6
4	247,3	-58,9	-61,4	201,2	9,8	-7,2

Tabla 8.5. Valores de los centroides de los conglomerados. Periodo de tiempo 1978-2008. Promedios mensuales de las variables utilizadas a lo largo de este apartado.

El grupo 1 con valores bajos de radiación de onda larga fruto de las temperaturas bajas y de la nubosidad, temperaturas bajas en 200 hPa y en 50 hPa, niveles de presión de tropopausa altos, velocidad de viento zonal elevada y componente norte en el viento meridiano lo designaremos como conglomerado de “invierno”. Al grupo 3 con características “cálidas en las temperaturas a 200 y 50 hPa”, elevada OLR, niveles de tropopausa mínimos viento zonal débil y componente meridiana muy débil le asignaremos el calificativo de conglomerado de “verano”. A los grupos 2 y 4 inicialmente los clasificaremos como de “transición 2” y de “transición 4”. Las principales diferencias entre ambos son las temperaturas en niveles altos que son más frías en el transición 4, con niveles de TPP ligeramente superiores (más frías) y sobre todo en los vientos.

En el grupo 2 se producen los vientos zonales más intensos, más del doble que en el grupo de transición 4, y vientos meridianos muy ligeros y de componente sur. En cambio, en el grupo 4

hay un marcado predominio de los vientos del norte que deberían de ir asociados a mayores valores de ozono al menos sobre una parte de la Península Ibérica y sin embargo, los vientos zonales en promedio son los más débiles de todos los grupos con cierta diferencia. Estas características no casan perfectamente con primavera y otoño, al menos de manera clara por lo que les asignaremos los nombres mencionados. En cuanto al porcentaje de pertenencia de los diferentes meses a cada grupo tenemos que el grupo invierno tienen 31,% de miembros, el grupo transición 2 solo el 16,7%, el grupo verano: 30,1% y el grupo transición 4 tiene el 21,8% de los miembros. Se ve que el 61,1% de los casos están en los grupos invierno y verano. Este último casa bastante bien con los meses de verano. Todos los meses de julio y agosto están en este grupo, el 80% de los meses de junio y el 77% de los meses de septiembre.

Cambiando la clasificación de nuestros trimestres por los nuevos grupos diseñados, repetimos el ajuste lineal con las seis variables termodinámicas. Todos los modelos lineales han obtenido significación estadística dentro en el nivel de confianza del 99%. Los resultados estadísticos se dan en la Tabla 8.6 y los modelos en la Tabla 8.7. Comparando las Tablas 8.6 y 8.5 se aprecia como mejoran los estadísticos en casi todos los periodos excepto en las series N7 del periodo veraniego en donde se pierde de un 7 a un 13% en la justificación de la variabilidad mediante el modelo. Esta pérdida se compensa en parte mediante la mejora en las series Brewer de Madrid y Murcia (de 5 a 7%) aunque estas series ostentan aún los R-cuadrados más bajos de todos los periodos según esta nueva clasificación. En los otros tres periodos, la mejora es espectacular. En el invierno se mejora entre un 11 a 20% en las series N7 y un 22,8 y 33,4% en los R-cuadrado ajustados de las series Brewer de Madrid y Murcia. Con ello el porcentaje explicado de la variabilidad del TOC supera incluso los niveles de muchas series TOMS N7 sobrepasando

ligeramente el 72%. Por tanto, durante los meses fríos, se han producido reajustes en la dinámica y circulaciones que han hecho reordenarse en ubicación y duración los periodos considerados invernales y las relaciones entre TOC y variables termodinámicas ya que somos capaces de caracterizar mucho mejor dichas relaciones al adoptar una clasificación flexible del periodo frío.

En la estación de transición 2, partiendo de los indicadores de primavera que eran los más altos, aún se produce una mejora. En Madrid N7 se alcanza el 89% de variabilidad de TOC explicada y en Madrid Brewer se produce un incremento de 22% hasta alcanzar el 80%. La subida de la serie Brewer Murcia es menor llegando solo hasta el 70%. Med5sites obtiene explicación para 86,7% de la varianza de su TOC a partir de las variables termodinámicas seleccionadas.

Finalmente en la estación de transición 4, se producen las mejoras más importantes respecto a otoño respecto a cualquier otro de los periodos. Los indicadores de otoño inicialmente no eran muy buenos, pero los incrementos entre el 22 y el 37% en las series TOMS N7 hacen que la variabilidad explicada de sus TOC oscile entre el 70 y el 77% mejorando incluso a los resultados de invierno. Los incrementos en las series Brewer no son tan buenos mejorando solo entre un 4 y un 8% y quedando en 69,6 y 65,8% en Madrid y Murcia respectivamente.

Podemos concluir de momento que esta clasificación "dinámica" es capaz de caracterizar mejor la variabilidad del TOC en función de las variables termodinámicas propuestas, respondiendo mejor en las épocas frías o de transición en las que este tipo de modelos pueden ser más útiles.

Invierno	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	72,2	69,6	69,2	67,4	74,9	71,1	74,9	74,3
R cuad ajuste gl %	70,7	68,0	68,1	66,2	73,0	69,5	72,5	72,4
Std error (UD)	17,3	16,9	16,8	16,5	18,9	17,1	13,9	12,9
Error abs prom (UD)	14,1	13,8	13,5	13,3	15,2	14,1	10,0	9,9
Transición 2	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	90,4	87,5	89,6	83,6	89,4	88,3	82,0	72,2
R cuad ajuste gl %	89,0	85,1	88,2	82,2	87,4	86,7	80,0	70,1
Std error (UD)	12,0	12,6	11,9	13,6	13,9	12,7	13,2	15,7
Error abs prom (UD)	8,9	9,7	8,6	10,6	9,6	9,4	10,3	10,8
Verano	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	63,3	58,9	66,1	64,8	57,3	61,6	57,5	50,9
R cuad ajuste gl %	61,1	56,4	63,3	62,6	54,7	59,3	54,4	50,0
Std error (UD)	9,4	8,6	9,1	8,0	11,4	9,2	7,3	7,9
Error abs prom (UD)	7,2	6,5	7,2	6,3	8,4	7,2	5,6	5,9
Transición 4	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrat %	73,1	75,6	79,6	72,7	80,6	78,1	72,0	68,0
R cuad ajuste gl %	70,6	71,5	76,9	70,2	76,6	74,5	69,6	65,8
Std error (UD)	14,8	14,5	12,3	14,1	13,8	13,5	11,9	11,4
Error abs prom (UD)	11,3	10,9	9,1	10,7	10,4	10,2	8,5	8,6

Tabla 8.6. Regresión lineal múltiple entre OLR, temperaturas a 50 y 200 hPa, componentes del viento longitudinal y latitudinal a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Estadísticas del ajuste para los grupos: invierno, transición 2, verano, transición 4.

Las variables consideradas en cada una de las agrupaciones varían pero las más frecuentes son la temperatura a 50 hPa y el nivel de la tropopausa que con la excepción de algunos casos en el verano y transición 2, están en todas las relaciones. Es muy interesante ver las diferencias en los

coeficientes de la t_{50} en invierno y en la estación de transición 2. En el invierno oscilan entre 7 y 8 UD/grado en la serie N7 pero en transición 2 están entre 10 y 11 UD/grado más acorde con el valor hallado por Steinbrecht. En las series Brewer los valores son inferiores o no aparecen como en el caso de transición 2 para Madrid. En el verano t_{50} solo permanece en la fachada atlántica y en transición 4, los coeficientes son similares a los invernales.

El nivel de la TPP tiene coeficientes de valores ligeramente mayores en la estación de transición 2, entre 1,0 y 1,5 UD/hPa y estos son mayores a latitudes más altas y en las series Brewer de Madrid. En la serie Brewer de Murcia es ligeramente inferior. Destaca en la estación transición 2 la presencia de la temperatura a 200 hPa en todos los modelos de las series N7, excepto en Arenosillo. Los coeficientes tienen valores entre -4,2 y -3,8 UD/grado. En este caso un enfriamiento de la temperatura a 200 hPa da origen a un aumento del TOC sobre la Península Ibérica. La componente meridiana del viento a 200 hPa aparece en transición 2 solo en Murcia N7 y en Brewer Madrid. En cambio en invierno aparece la componente zonal de nuevo en la fachada mediterránea y la componente meridiana en Madrid. En ambas relaciones Brewer de invierno aparece la temperatura a 200 hPa.

En verano aparece en todas las relaciones la OLR. Mont Louis y Madrid presentan correlación con la componente zonal de viento y Lisboa con la componente meridiana. Un hecho singular es el signo del coeficiente asociado a dicha componente en Lisboa ya que es positivo. Esto indica que vientos de componente sur llevan a mayores valores del TOC, como se pudo apreciar también en las correlaciones. Una posible explicación de ello sería la presencia de vaguadas estacionarias o de movimiento lento en la costa occidental de la Península Ibérica en verano.

La estación de transición 4 presenta en las series N7 modelos con muchas variables en comparación con los más cortos de otras estaciones. Las más cortas son la de Madrid y la de Arenosillo solo con t50, TPP y u200, en un modelo similar al de Brewer Madrid aunque los coeficientes de t50 y u200 de este último sean más pequeños.

Una característica de la serie Brewer Murcia es que presenta los mínimos en los evaluadores de cada estación y los modelos son siempre los más sencillos con solo dos o tres variables más la constante. En ninguno de ellos aparecen las componentes de viento a 200 hPa.

Relaciones lineales invierno
$N7Madmes = 591,1 + 8,2 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,2 \cdot u200IP$
$N7Murmes = 587,3 + 7,4 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP - 1,4 \cdot v200IP$
$N7Lisb = 588,6 + 7,5 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP$
$N7Arenos = 612,8 + 7,5 \cdot t50IP + 0,8 \cdot TPPIP$
$N7MLouis = 556,5 + 8,4 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP + 1,8 \cdot u200IP - 2,2 \cdot v200IP$
$Med5sites = 601,1 + 8,1 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP + 1,1 \cdot u200IP$
$BrwMadprom = 73,8 + 0,5 \cdot DLRIP - 4,0 \cdot t200IP + 5,8 \cdot t50IP + 1,2 \cdot TPPIP$
$BrwMucprom = 302,2 - 4,6 \cdot t200IP + 7,6 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP$
Relaciones lineales transición 2
$N7Madmes = 516,0 - 4,1 \cdot t200IP + 11,3 \cdot t50IP + 1,2 \cdot TPPIP$
$N7Murmes = 512,1 - 3,8 \cdot t200IP + 10,7 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP - 2,0 \cdot v200IP$
$N7Lisb = 541,1 - 4,2 \cdot t200IP + 11,5 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP$
$N7Arenos = 730,2 + 10,1 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP$
$N7MLouis = 33,5 + 0,8 \cdot DLRIP - 5,5 \cdot t200IP + 8,8 \cdot t50IP + 1,5 \cdot TPPIP$
$Med5sites = 513,9 - 4,1 \cdot t200IP + 11,0 \cdot t50IP + 1,2 \cdot TPPIP$
$BrwMadprom = -258,3 + 1,2 \cdot DLRIP + 1,5 \cdot TPPIP - 1,8 \cdot v200IP$
$BrwMucprom = 685,1 + 9,6 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP$

Relaciones lineales verano
$N7Madmes = -196,9 + 1,1*OLRIP + 1,2*TPPIP + 0,8*u200IP$
$N7Murmes = 172,7 + 0,8*OLRIP + 4,2*t50IP + 0,9*TPPIP$
$N7Lisb = 156,9 + 1,1*OLRIP + 5,2*t50IP + 1,1*TPPIP + 1,2*v200IP$
$N7Arenos = 123,4 + 0,9*OLRIP + 4,0*t50IP + 1,0*TPPIP$
$N7MLouis = -238,0 + 1,2*OLRIP + 1,2*TPPIP + 1,1*u200IP$
$Med5sites = 89,5 + 1,1*OLRIP + 4,3*t50IP + 1,1*TPPIP$
$BrwMadprom = 80,8 + 0,8*OLRIP + 3,0*t200IP + 1,0*TPPIP$
$BrwMucprom = -58,2 + 0,9*OLRIP + 0,8*TPPIP$
Relaciones lineales transición 4
$N7Madmes = 611,2 + 8,2*t50IP + 0,8*TPPIP + 2,5*u200IP$
$N7Murmes = 169,9 + 1,3*OLRIP + 7,1*t50IP + 1,0*TPPIP + 2,7*u200IP - 2,04517*v200IP$
$N7Lisb = 344,8 + 0,8*OLRIP + 7,1*t50IP + 0,9*TPPIP + 2,8*u200IP$
$N7Arenos = 637,7 + 8,4*t50IP + 0,8*TPPIP + 2,0*u200IP$
$N7MLouis = -133,3 + 1,4*OLRIP - 4,8*t200IP + 7,5*t50IP + 1,2*TPPIP + 3,7*u200IP - 1,9*v200IP$
$Med5sites = 205,0 + 1,2*OLRIP + 7,1*t50IP + 1,0*TPPIP + 3,0*u200IP - 1,6*v200IP$
$BrwMadprom = 530,2 + 6,6*t50IP + 0,8*TPPIP + 1,4*u200IP$
$BrwMucprom = 438,7 + 4,5*t50IP + 0,8*TPPIP$

Tabla 8.7. Regresión lineal múltiple entre OLR (marrón), temperaturas a 50 (amarillo) y 200 hPa (rosa), componentes del viento longitudinal (azul) y latitudinal (verde) a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa (rojo) como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Expresiones de los modelos lineales del ajuste para los grupos: invierno, transición 2, verano, transición 4.

Como corolario y para explicar los cambios en los modelos asociados con la variabilidad del TOC se ha realizado una clasificación de cada año en función del número de meses asociados a cada una de las nuevas estaciones. Por ejemplo, un año puede tener 4 meses de invierno, 2 meses

de transición 2, 3 meses de verano y 3 de transición 4. Cada año tendrá asociado un conjunto de cuatro números, uno por cada estación (4,2,3,3) en el caso del ejemplo. Si forzamos solamente dos conglomerados para clasificar los años según dicho conjunto de números, utilizando de nuevo el criterio del vecino más lejano y la distancia Euclidiana al cuadrado como distancia métrica encontramos una partición dos grupos de 17 y 14 miembros respectivamente. Los valores típicos de la primera agrupación son 4,8 meses de invierno, 3,7 meses de verano, y periodos de transición cortos. La segunda agrupación se caracteriza por 2.5 meses de inviernos, 3.4 meses de verano, 2.3 meses de estación de transición 2 y 3.8 meses de estación de transición 4.

Identificando cada año con la pertenencia a cada uno de estos dos grupos, vemos que en el periodo 1978-1993 de los 16 años, 11 pertenecen al grupo 1 (inviernos largos). En cambio, de los 15 años del periodo 1994-2008, 6 elementos pertenecen al grupo 1 y 9 elementos al grupo 2 (inviernos cortos). Entre 1997 y 2000 todos los años pertenecen al grupo 2 y entre 2005 y 2008 también, con un intermedio entre 2001 y 2004 de elementos del grupo 1.

Para finalizar este apartado, se recalculan los modelos de ajuste para años enteros, pero separando estos en los dos grupos resultantes de la clasificación según el número de meses pertenecientes a las estaciones. Los estadísticos para estos nuevos modelos se reflejan en la tabla 8.8 y la expresión de los modelos en la tabla 8.9. Todos los ajustes son estadísticamente significativos a un nivel de confianza del 99%.

En el año tipo 1 todos mejoran ligeramente el R-cuadrado ajustado excepto Brewer Madrid en la que la mejora alcanza un 9% llegando a explicar el 84,1% de la serie en este tipo de años. En el año tipo 2, los R-cuadrado ajustados de las series Brewer mejoran sobre todo en Lisboa y

Arenosillo alrededor de un 3.5%. Med5 sites mejora un 2.5% hasta explicar un 80.1% de la variabilidad anual del TOC de esta pseudoserie. En cambio las dos series Brewer empeoran alrededor de un 3% quedando en valores de explicación de la varianza del TOC a partir de sus respectivos modelos en 72,2 y 68.8%. Los errores estimados del modelo son menores en el conjunto de los años tipo 2 que en los años tipo 1 o en el juego completo de años sin clasificar. Podemos concluir que el periodo 1978-1993 está sensiblemente mejor representado utilizando esta clasificación.

Años grupo 1	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrad %	79,6	76,2	79,7	76,9	80,2	79,1	85,5	74,7
R cuad ajuste gl %	78,7	75,2	79,0	76,1	79,4	78,3	84,1	72,4
Std error (UD)	13,9	13,7	13,2	13,2	15,2	13,6	9,5	12,2
Error abs prom (UD)	11,0	10,7	10,3	10,1	12,0	10,7	7,9	9,6
Años grupo 2	N7 Mad	N7 Mur	N7 Lis	N7 Are	N7 ML	N75sit	Brw Mad	Brw Murc
R cuadrad %	82,8	76,3	83,4	79,9	81,1	81,6	73,2	70,2
R cuad ajuste gl %	81,3	74,8	82,0	78,7	79,0	80,1	72,2	68,8
Std error (UD)	12,4	12,7	11,3	11,4	14,0	12,0	12,9	12,2
Error abs prom (UD)	8,9	9,5	8,1	8,5	10,3	8,6	9,9	8,9

Tabla 8.8. Regresión lineal múltiple entre OLR, temperaturas a 50 y 200 hPa, componentes del viento longitudinal y latitudinal a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Estadísticas del ajuste para los grupos: años tipo 1 y años tipo 2.

A partir de 1993, la clasificación es más compleja. Vemos que los estadísticos son mejores en los años tipo 1 para las series Brewer, siendo inferiores en los años tipo 2. Como estos años predominan entre 1994-2008, y además, la serie de Madrid no tiene los años 2003 y 2004 que

son del tipo 1 hay un claro predominio de años tipo 2 en ambas series. Sin embargo, el ajuste es peor por lo que además del tipo de año, con posterioridad a 1993 se han producido cambios no identificados en este trabajo que hacen que se debiliten las relaciones estadísticas con las variables termodinámicas que funcionaban mejor en los años 1978-1993. En el grupo 2, el modelo ajustado puede explicar el 81,3% de la serie Madrid N7 y el 82,0% de la serie Lisboa N7 para este tipo de años.

En la Tabla 8.12 aparecen las relaciones lineales entre los valores de TOC y las variables dinámicas y termodinámicas según esta clasificación. Las relaciones lineales de los años tipo 1 incluyen la OLR, t50, TPP y u200 (componente zonal) en todas. La componente meridiana v200 no aparece en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid de manera análoga a cuando considerábamos todos los años sin discriminar en tipos. No aparece en ninguna relación la t200. Los coeficientes de t50 son ligeramente inferiores en el tipo 1 que en las relaciones generales sin discriminar tipo de años en las series N7 y sin embargo aumentan unas pocas décimas en las series Brewer. En cambio en los años tipo 2, los coeficientes de t50 en la serie N7 son ligeramente superiores a los de los años sin discriminar oscilando entre los 8,5 UD/grado de Arenosillo hasta los 7,5 de Lisboa. Los coeficientes de la serie Brewer en este caso son más pequeños que en el tipo 1 con valores de 4.5 y 4.4 UD/grado para Madrid y Murcia. Los coeficientes de TPP son ligeramente superiores en el tipo 1.

En las relaciones lineales del tipo 2 para la serie N7 el cambio principal es la desaparición de la dependencia con el viento a 200 hPa en Murcia y Arenosillo. Se mantiene la dependencia con el viento zonal en Madrid, Lisboa y Mont Louis si bien se pierde la dependencia con el viento meridiano a 200 hPa en las dos primeras. Las dos series Brewer presentan menos cambios del

tipo 1 al tipo 2. Lo más relevante es que Murcia tiene dependencia del viento meridiano en el tipo 1 pero no en el 2 y que el coeficiente de viento zonal a 200 hPa es bastante mayor en Madrid para el tipo 2.

Relaciones lineales año tipo 1.
$N7Madmes = 342,9 + 0,7 \cdot OLRIP + 7,3 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP + 2,1 \cdot u200IP - 0,9 \cdot v200IP$
$N7Murmes = 338,0 + 0,7 \cdot OLRIP + 6,8 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,6 \cdot u200IP - 1,3 \cdot v200IP$
$N7Lisb = 352,1 + 0,7 \cdot OLRIP + 7,1 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,8 \cdot u200IP$
$N7Arenos = 356,4 + 0,6 \cdot OLRIP + 6,5 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,3 \cdot u200IP$
$N7MLouis = 216,5 + 1,0 \cdot OLRIP + 7,1 \cdot t50IP + 1,2 \cdot TPPIP + 2,8 \cdot u200IP - 1,9 \cdot v200IP$
$Med5sites = 322,7 + 0,7 \cdot OLRIP + 7,0 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,9 \cdot u200IP - 0,9 \cdot v200IP$
$BrwMadprom = 151,4 + 0,9 \cdot OLRIP + 4,8 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP + 1,0 \cdot u200IP$
$BrwMucprom = 150,5 + 0,8 \cdot OLRIP + 4,7 \cdot t50IP + 1,1 \cdot TPPIP + 1,2 \cdot u200IP - 1,2 \cdot v200IP$
Relaciones lineales año tipo 2
$N7Madmes = 444,8 + 0,5 \cdot OLRIP + 7,8 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,1 \cdot u200IP$
$N7Murmes = 501,7 + 0,4 \cdot OLRIP + 7,8 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP$
$N7Lisb = 421,4 + 0,6 \cdot OLRIP + 7,5 \cdot t50IP + 0,8 \cdot TPPIP + 1,2 \cdot u200IP$
$N7Arenos = 551,1 + 0,4 \cdot OLRIP + 8,5 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP$
$N7MLouis = 390,9 + 0,7 \cdot OLRIP + 8,1 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,8 \cdot u200IP - 1,3 \cdot v200IP$
$Med5sites = 425,9 + 0,5 \cdot OLRIP + 7,4 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP + 0,9 \cdot u200IP$
$BrwMadprom = 167,6 + 0,8 \cdot OLRIP + 4,5 \cdot t50IP + 1,0 \cdot TPPIP + 1,7 \cdot u200IP$
$BrwMucprom = 253,3 + 0,5 \cdot OLRIP + 4,4 \cdot t50IP + 0,9 \cdot TPPIP + 1,0 \cdot u200IP$

Tabla 8.9. Regresión lineal múltiple entre OLR (marrón), temperaturas a 50h Pa (amarillo), componentes del viento longitudinal (azul) y latitudinal (verde) a 200 hPa, niveles de presión de la tropopausa (rojo) como variables independientes y TOC en diferentes emplazamientos (series N7 TOMS, Brewer Madrid y Brewer Murcia). Expresiones de los modelos lineales del ajuste para los grupos: años tipo 1 y años tipo 2

8.5 DESESTACIONALIZACION DE SERIES. USO DE REDES NEURONALES EN LA MODELIZACION DEL TOC

En este apartado se presenta un método nuevo para realizar la desestacionalización de las series de TOC utilizando técnicas de computación de evolución. Analizamos los resultados de dichas técnicas mediante el uso de redes neuronales y regresión multivariante. El método de desestacionalización propuesto utiliza una aproximación de Programación Evolucionante (PE) para realizar el mejor ajuste de la curva. En este método, una determinada función modelo es optimizada para llegar a ser lo más similar posible a una curva objetiva (la curva real de TOC). Se ensayan diferentes modelos para realizar el ajuste. Las series desestacionalizadas de esta manera de TOC y, también de variables meteorológicas, son inyectadas en los diferentes modelos estadísticos incluyendo el perceptrón multicapa.

La desestacionalización de las series de TOC es un problema importante en la representación de la evolución de dicha variable con el tiempo y en la atribución de las causas de su variación (Bramstedt et al., 2003; Silva, 2007; Savastiouk and McElroy, 2005 and Latha and Badarinath, 2003). El procedimiento estándar que se aplica en los análisis de las variaciones del TOC a nivel global consiste en un modelo de suma de cuatro funciones seno y coseno (NASA, 2000; UNEP/WMO, 2007).

De manera más general, la desestacionalización de estas series puede ser tratado como un problema de "ajuste de curvas". En los últimos años, este proceso se ha convertido en estándar en el análisis de datos en aplicaciones en el campo de la Física. Existen paquetes comerciales tales como el PeakFit muy utilizados. Sin embargo, tienen la desventaja de que utilizan modelos estándar tales como la función de Pearson VII. Recientemente, algoritmos aplicando técnicas

computacionales se han utilizado en el ajuste de curvas por diferentes autores (Hu, Liu y Li, 2005), (Karakaplan, 2007) y (Polo-Corpa, Salcedo-Sanz, Perez-Bellido, Lopez-Espi, Benavente y Pérez, 2009). La ventaja de estos modelos se basa en que el programador “adapta el modelo” al tipo de datos.

En términos matemáticos, dado un modelo definido por un conjunto de parámetros $Sp(p_1; \dots; p_N)$ y un conjunto de observaciones m , el problema de ajuste de la curva consiste en obtener el conjunto de parámetros Sp que se ajusten mejor a m . La medida de dicho ajuste se indica mediante el error cuadrático:

$$\psi = \Xi_S [Sp(p_1; \dots; p_N) - m]^2 \quad (8.1)$$

En donde S indica el conjunto de puntos en los que hay una observación m . En el caso específico de las series de TOC, el proceso de desestacionalización, se lleva a cabo antes de utilizar la serie en regresión o en modelos. El procedimiento propuesto para realizar las predicciones de TOC se muestra en la figura 8.3

La serie inicial de observaciones de TOC se somete a un proceso de ajuste a una curva cuya forma represente el ciclo anual del TOC. Se obtiene con ello una curva Sp ajustada que representa para ese conjunto de datos específico, el ciclo anual. Restando a dicha curva las observaciones m , obtenemos las curvas desestacionalizadas. Sobre esas series ya tratadas aplicamos los modelos de redes neuronales.

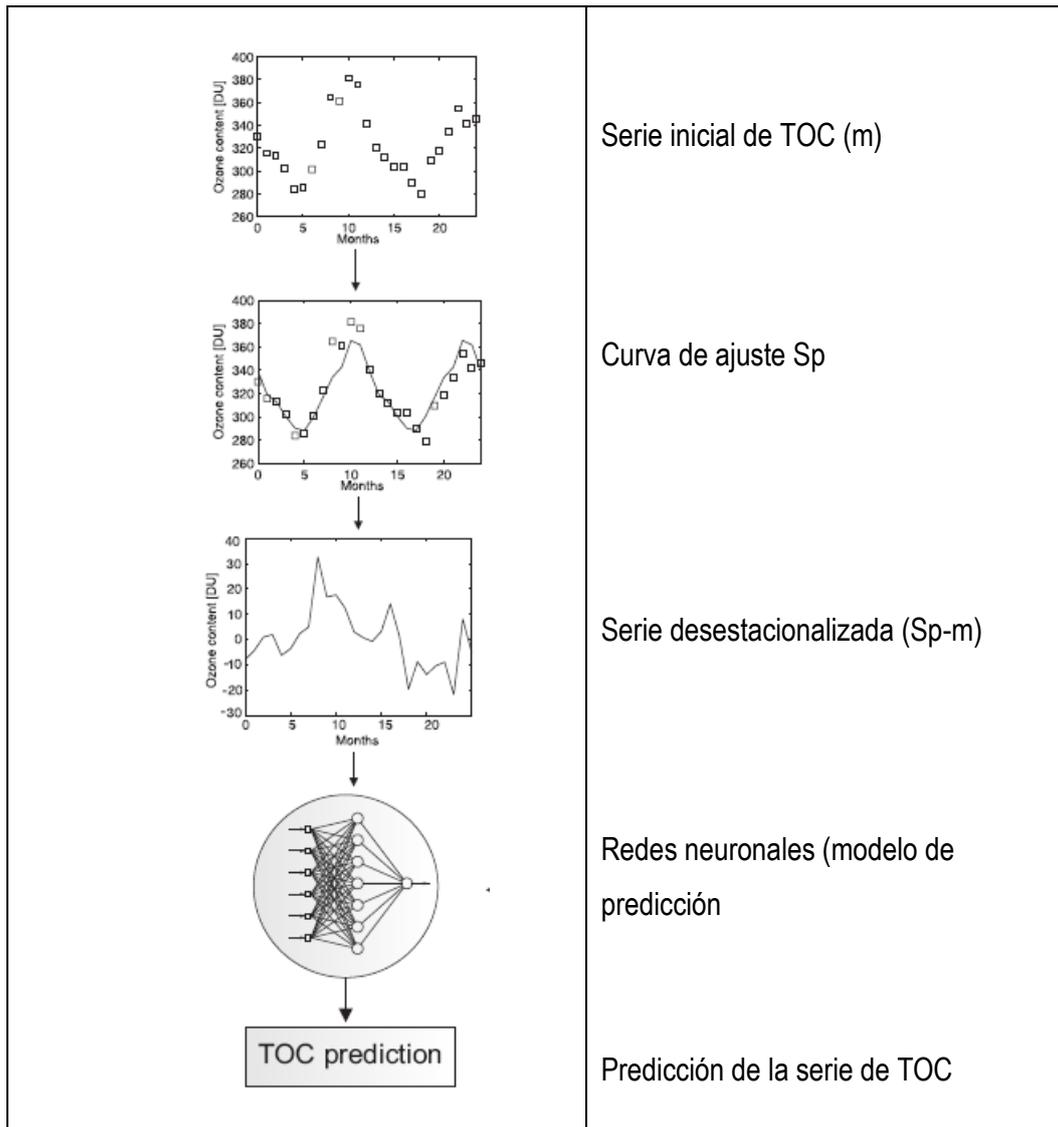


Figura 8.3 Procedimiento de modelización del TOC. La predicción mediante redes neuronales se realiza después de obtener una serie desestacionalizada resultado de restar la curva de ajuste al ciclo anual de las observaciones.

Los “Evolutionary algorithms” (EAs) (Goldberg, 1989), (Fogel, 1994), (Gallagher y Sambridge, 1994), (Bäck y Schwefel, 1993), (Lee y Yao, 2004), (Yao, Liu y Lin, 1999) y Yao (1999) son técnicas robustas de resolución de problemas que están basadas en procesos de evolución natural. Existen técnicas basadas en poblaciones que codifican un conjunto de posibles

soluciones para un problema y las hacen evolucionar a través de los llamados “evolutionary operators” (Goldberg, 1989). El algoritmo de Programación Evolutiva (EP) se usa para optimizar una función dada $g(x)$, definida en los números reales. Es decir, obtener x_0 de tal manera que $g(x_0) < g(x)$, con $x \in [lim_inf, lim_sup]$.

Se han propuesto diferentes versiones de estos algoritmos. El algoritmo Classical Evolutionary Programming (CEP) fue descrito en (Bäck y Schwefel, 1993) y analizado posteriormente en Yao (1999) y en (Lee y Yao, 2004). Se utiliza para optimizar una función determinada $f(x)$ (ψ ó φ en nuestro caso) obteniendo un x_0 de manera que $f(x_0) < f(x)$, estando x comprendido en el intervalo $[lim_inf, lim_sup]$. La estructura del algoritmo clásico (CEP) es la siguiente:

1. Generar una población inicial de μ individuos (soluciones del problema). Fijar $k=1$. Cada individuo es entonces formado a partir de un par de vectores reales (x_i, σ_i) , para todo $i \in \{1, \dots, \mu\}$, donde los x_i son las variables objetivo (solución al problema), y las σ_i son las desviaciones típicas asociadas a las mutaciones Gaussianas del algoritmo (a esto se le llama autoadaptación del algoritmo).
2. Para cada individuo, se calcula la función de adaptación (también conocida como fitness $g(x)$). Cada padre (x_i, σ_i) , $i \in \{1, \dots, \mu\}$ crea un único hijo (x'_i, σ'_i) de la siguiente manera:

$$x'_i(j) = x_i(j) + \sigma_i(j)N_j(0,1) \quad (8.2)$$

$$\sigma'_i(j) = \sigma_i(j)\exp(\tau' N(0,1) + \tau.N_j(0,1)) \quad (8.3)$$

donde $x_i(j), x'_i(j)$, $\sigma_i(j)$, $\sigma'_i(j)$ representan la componente j -ésima de los vectores x_i , x'_i , σ_i , σ'_i . Por su parte, $N(0,1)$ denota un número extraído de una distribución Normal unidimensional, de media cero y desviación estándar uno, generado para cada individuo y $N_j(0,1)$ indica que este número es generado nuevo para cada componente. Los parámetros τ and τ' son

normalmente fijados a $(\sqrt{2\sqrt{n}})^{-1}$, y $(\sqrt{2n})^{-1}$, respectivamente (Yao et al., 1999), donde n es la longitud de los individuos.

4. Si $x_i(j) > \lim_sup_j$ entonces fijar $x_i(j) = \lim_sup_j$ y si $x_i(j) < \lim_inf_j$ entonces fijar $x_i(j) = \lim_inf_j$.
5. Calcular el valor de adaptación o fitness asociado a cada hijo, $(x'_i \sigma'_i)$: $g(x'_i)$, para todo $i \in \{1, \dots, \mu\}$. Unir padres e hijos en una sola población y realizar una Selección mediante torneo probabilístico, de la siguiente manera: para cada individuo, se eligen de forma aleatoria p oponentes de entre todos los padres e hijos. Se lleva a cabo entonces una comparación, y si el fitness de un individuo es mejor que el del oponente, el primero gana un punto conocido como "win".
6. La selección de los μ individuos que componen la siguiente generación se lleva a cabo mediante la elección de los individuos con más "wins" en la población. Hay que tener en cuenta que incluso individuos con un fitness relativamente pobre podrían tener muchos "wins", dependiendo de cuantos oponentes se elijan, y de la calidad de estos.
7. Si un determinado criterio de parada es cumplido, el algoritmo se detiene (normalmente este criterio está relacionado con un número de generaciones previamente fijado). Si no, se fija $k = k+1$ y se continúa yendo al paso 3.

Se han explorado en este trabajo cuatro tipos diferentes de modelos para obtener la serie desestacionalizada. El primer modelo es el propuesto en (NASA,2000) que consiste en la suma de cuatro funciones seno de periodos respectivos 3,4,6 y 12 meses con amplitudes, fases y valores centrales variables.

$$f(x, p) = p_1 + \sum_{i=1}^4 p_{2i} \text{sen}\left(x \frac{i\pi}{6}\right) + p_{2i+1} \cos\left(x \frac{i\pi}{6}\right) \quad (8.4)$$

La figura 8.4 muestra un ejemplo de las diferentes componentes, la curva compuesta y las medidas reales de TOC.

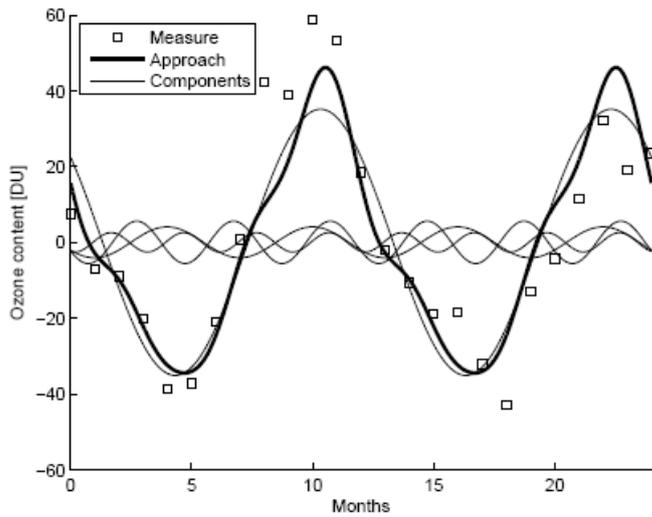


Figura 8.4. Representación del modelo de curva estacional segun (NASA, 2000). En trazo fino, las cuatro componentes y en trazo grueso el resultado final. Se representa tambien los puntos de las observaciones.

El segundo modelo consiste en utilizar una función seno simple con amplitud, fase y valor central variable

$$S_p(x, p) = p_1 \text{sen}(xp_2 + p_3) + p_4 \quad (8.5)$$

El tercer modelo consiste en una función de diente de sierra. La función $\arcsen(\text{sen } x)$ se comporta de esa manera. También se considera la amplitud, el periodo, la fase y el valor central como variables.

$$S_p(x, p) = p_1 \arcsen(\text{sen}(xp_2 + p_3)) + p_4 \quad (8.6)$$

El cuarto modelo consiste en tomar el promedio del valor de TOC calculado sobre años consecutivos de la manera siguiente:

$$Sp(x) = \begin{cases} \frac{1}{Lx} \sum_{i=0}^{Lx} m(x + 12i) & \text{para } 1 \leq x < 12 \\ Sp(x - 12) & 12 < x \end{cases} \quad (8.7)$$

Siendo Lx el número de muestras en cada mes (el número de años en los que hay promedio de TOC en ese mes x). Nótese que en este modelo no hay parámetros ajustables y solo depende del valor de las medidas.

Un perceptrón multicapa ha sido utilizado en (Monge-Sanz y Medrano-Marqués,2004) para representar las series de Arosa (Suiza), Lisboa (Portugal) y Vigna di Valle (Italia) entre 1967 y 1973 con buenos resultados. En un trabajo más reciente, Chattopadhyay y Bandyopadhyay, 2007 utilizan la técnica de propagación hacia atrás para entrenar la red neuronal para la serie de TOC de Arosa entre 1932 y 1970. En este trabajo se va a aplicar dicha técnica.

8.6 COMPARACION DE MODELOS.

En este apartado realizamos la comparación de modelos de predicción, cambiando el método de modelización. La variabilidad estacional se va reproducir mediante otros procedimientos estadísticos que serán comparados con un método de referencia simple y el método de ajuste lineal multivariante. Nos basaremos sobretodo en el periodo 1978-1993 porque disponemos en él de las series de TOC más largas para la Península Ibérica. Usaremos las series de promedios mensuales de Madrid, Murcia, Arenosillo, Lisboa y Mont-Louis además de una sexta seudoserie formada por el promedio de las otras cinco que se denominará Med5sites y que se pretende sea representativa del conjunto de la Península Ibérica. La selección de variables se ha realizado de acuerdo con aquellos trabajos que resaltan su relación con el TOC. Por supuesto, incluimos el nivel de la tropopausa tal como hicimos en el apartado anterior, utilizamos la temperatura a 50 hPa tal como se indica en los trabajos de Keil (2007) y Steinbrecht (2003) y otros parámetros que estén relacionados con la tropopausa o la posición y orientación de la corriente en chorro tal

como la velocidad omega a 200 hPa y la componente meridiana del viento a 200 hPa así como la cobertura nubosa en la columna entera expresada por la Radiación Saliente de Onda Larga (OLR). Todos los datos se obtuvieron como promedios mensuales en las áreas antes mencionadas y proceden del reanálisis del NCEP.

Finalmente, indicar que utilizaremos un modelo de red neuronal para simular la variabilidad del TOC. Teniendo en cuenta la existencia de una variación anual del TOC que se considera fija, se realizará un proceso de desestacionalización a partir de una onda de dos o cuatro armónicos. El método de las redes neuronales se aplicará a la serie con y sin desestacionalización. Como innovación, se ha procedido también a la realización de la desestacionalización de las variables atmosféricas y se han aplicado estos métodos a estas nuevas series. Mas detalles se encuentran en (Salcedo-Sanz, Camacho, Pérez-Bellido y Hernández-Martín, 2010)

El método de desestacionalización propuesto es bastante común ya que la señal anual media se modeliza como una onda senoidal. La expresión utilizada es la siguiente:

$$Sp(t) = a_1 \sin(2\pi t) + a_2 \cos(2\pi t) + a_3 \sin(4\pi t) + a_4 \cos(4\pi t) + \\ + a_5 \sin(6\pi t) + a_6 \cos(6\pi t) + a_7 \sin(8\pi t) + a_8 \cos(8\pi t); \quad (8.8)$$

Siendo t el tiempo en años. El problema consiste en encontrar un juego de parámetros $a_1 \dots a_8$ que minimicen las diferencias entre la función real y el modelo. Hay muchos procedimientos de ajuste de curvas. En este trabajo se utiliza el paradigma de Programación Evolutiva (EP) (Yao et al. 1999), también utilizado en Polo-Corpa et al, 2009.

Los datos introducidos en la red neuronal han consistido en los valores de la serie de promedios mensuales de las variables meteorológicas introducidas en el anterior apartado más una lista de índices climáticos o variables que tienen relación directa con el contenido de ozono en columna. Esta lista es la siguiente: índice de la actividad solar (emisión en 10,7 cm), viento zonal en Singapur a 50 hPa, índice de la Oscilación CuasiBienal (QBO) y el índice de la NAO según la NOAA y el índice MEI (Multivariate ENSO Index) según definición de Wolter, 1987 y el desarrollo de Wolter and Timlin, 1993. Los datos están tomados del servidor del Earth System Research Laboratory <http://www.esrl.noaa.gov> mencionado anteriormente.

En esta sección evaluamos el rendimiento de una batería de modelos que consideramos clásico cuya lista es la siguiente: caminata aleatoria, modelo multivariante con propagación inversa para seleccionar solo las variables representativas, modelo multilíneal con las mismas características que el anterior pero con tendencia incluida, ARIMA simple con constante seleccionando el número óptimo de pasos de autoregresión y de media móvil, ARIMA con regresores seleccionados de las variables meteorológicas. Por otra parte evaluamos el modelo de red neuronal. Este se aplica a dos conjuntos de variables, uno corto (NN5) que comprende TPP, t50, u200, v200 y OLR y el otro largo (NN11) que añade la t200, los índices QBO, NAO y MEI, el viento a 50 hPa en Singapur y la actividad solar.

En todos los experimentos hemos utilizado un periodo de entrenamiento del modelo y otro de verificación. El periodo de entrenamiento ha comprendido desde noviembre de 1978 hasta abril de 1990 ambos incluidos. El periodo de verificación comprendía 36 meses desde mayo de 1990 hasta abril de 1993. Este periodo de verificación incluía el caso extremo de noviembre de 1992

que hemos estudiado en apartados anteriores por lo que ese mes servía de importante test para evaluar el comportamiento de cada modelo frente a los casos extremos.

Como excepción a esta regla, en el caso del modelo multivariante con tendencia, el periodo de entrenamiento se acortó ligeramente para comprender solo años completos para evitar un efecto estadístico que influyera en la tendencia al variar el valor del TOC promedio mensual de manera importante a lo largo del año. Por ello, se utilizó el periodo entre noviembre de 1978 y octubre de 1989. El periodo de verificación se amplió a 42 meses entre noviembre de 1989 y abril de 1993.

Los parámetros para evaluar los modelos fueron la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el porcentaje de error absoluto medio (MAPE), el error medio (ME) y el porcentaje de error medio (MPE). Los parámetros absolutos se expresan en Unidades Dobson y los relativos en porcentaje.

Finalmente se evaluaron los modelos utilizando variables desestacionalizadas. En este caso, los modelos ARIMA perdían su componente autoregresiva, quedando solo los términos de media móvil.

En la Tabla 8.10 se muestran los resultados solo de los mejores modelos “clásicos” y de los modelos de redes neuronales objeto prioritario de esta sección. Se puede observar que el resultado del mejor modelo clásico depende poco del uso o no uso de la desestacionalización en los datos. Esto se debe principalmente a que los mejores resultados se obtienen generalmente con modelos ARIMA, que como comentamos antes, ajusta los términos autoregresivos según la circunstancia como comentamos en un párrafo anterior. Llegando al detalle, se puede considerar que los ARIMA se comportan mejor cuando utilizan series NO desestacionalizadas por su propia

capacidad de modelizar ese tipo de señal. El comportamiento de los modelos es bastante parecido en todas las series.

Como se puede observar en dicha tabla las redes neuronales no mejoran los resultados de los modelos ARIMA cuando los datos no están desestacionalizados. En cambio, al aplicar dicho proceso, la red neuronal de 5 (NN5) mejora el rendimiento de los mejores modelos clásicos y la red neuronal de 11 variables (NN11) aún mejora más los resultados. La mejora de NN11 sobre NN5 pone de manifiesto la importancia de los índices relacionados con el clima como la QBO, NAO y MEI, además de la actividad solar.

Los resultados de las dos redes neuronales son competitivos frente a los modelos clásicos cuando se aplica la desestacionalización a los datos de TOC. Un resultado que abre posibilidades nuevas a la modelización del TOC es que los resultados de las redes neuronales mejoran significativamente cuando también desestacionalizamos las series meteorológicas. Este hecho tiene su lógica ya que la temperatura, el viento y la OLR siguen un ciclo anual (sobre todo las dos primeras). El hecho de utilizar un modelo filtrado estacionalmente en los datos de salida y también en las variables meteorológicas captura mejor la variabilidad “extra estacional” del TOC sobre la Península Ibérica.

En lo que respecta a la variabilidad espacial sobre dicha Península, se observan pocas diferencias en el rendimiento de los modelos sobre las seis series. Todos los resultados son de buena calidad incluyendo los de Mont Louis con mayor rango dinámico de datos, mayor influencia de factores dinámicos y mayor posibilidad de ampliación de los errores. A destacar que el mejor indicador RMSE obtenido ha sido para la NN11 con datos TOC y variables meteorológicas desestacionalizadas para la serie combinada de los cinco emplazamientos. Ello

abre buenas posibilidades de utilización de estos modelos en promedios espaciales de TOC obtenidos por satélite.

Series:	<i>Madrid</i>	<i>Arenosillo</i>	<i>Lisboa</i>
Datos originales			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	10.5389	10.0647	10.2371
NN (11 variables)	14.6626	14.9411	14.1572
	20.5171	17.3013	18.4192
TOC desestacionalizado			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	10.9746	10.6193	10.7947
NN (11 variables)	10.0291	11.0257	10.6033
	9.6009	10.5570	9.6527
VARIABLES METEO DESESTACIONALIZADAS			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	10.851	10.1542	10.8754
NN (11 variables)	10.0097	10.5566	11.3394
	9.1331	8.9327	9.3107
Series:	<i>Mont Louis</i>	<i>Murcia</i>	<i>Promedio (5 sites)</i>
Datos originales			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	11.6799	11.2455	10.1658
NN (11 variables)	15.8851	15.4181	15.0196
	19.7954	18.4571	19.0970
TOC desestacionalizado			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	11.508	10.1817	10.3156
NN (11 variables)	10.3114	9.7094	10.7151
	8.5054	10.0825	11.1081
VARIABLES METEO DESESTACIONALIZADAS			
Clásico mejor (ARIMA) NN (5 variables)	11.0757	10.2985	10.257
NN (11 variables)	11.2465	10.9429	11.0244
	9.5004	9.8792	8.3773

Tabla 8.10. Comparativa de resultados obtenidos por los diferentes algoritmos expresados en términos del RMSE en Unidades Dobson.

Para apreciar las posibilidades como herramienta de predicción de la serie de datos mensuales de TOC por parte de la red neuronal, se muestran la comparación de los datos de observación

con los resultados de la predicción para el periodo entre junio de 1990 y abril de 1993 para las seis series. El resultado se muestra en la figura 8.5. Es de especial interés seguir la evolución del mínimo de noviembre de 1992 y la evolución de los valores extremos. Como comparación se muestra también el resultado del pronóstico según el mejor modelo ARIMA disponible. Se puede apreciar que la red neuronal proporciona un ajuste de calidad capturando los valores mínimos de noviembre 1992 (mes 30 del juego de datos) y este comportamiento es consistente en las predicciones de las seis series, incluyendo la serie promedio. Este hecho refuerza las posibilidades de utilizar redes neuronales como herramientas de predicción de los promedios mensuales de TOC de promedios espaciales sobre zonas tales como la Península Ibérica. Más detalles de los resultados obtenidos pueden encontrarse en (Sancho-Salcedo, Camacho, Perez-Bellido, Ortiz-Garcia, Portila-Figueras y Hernández-Martín, 2011)

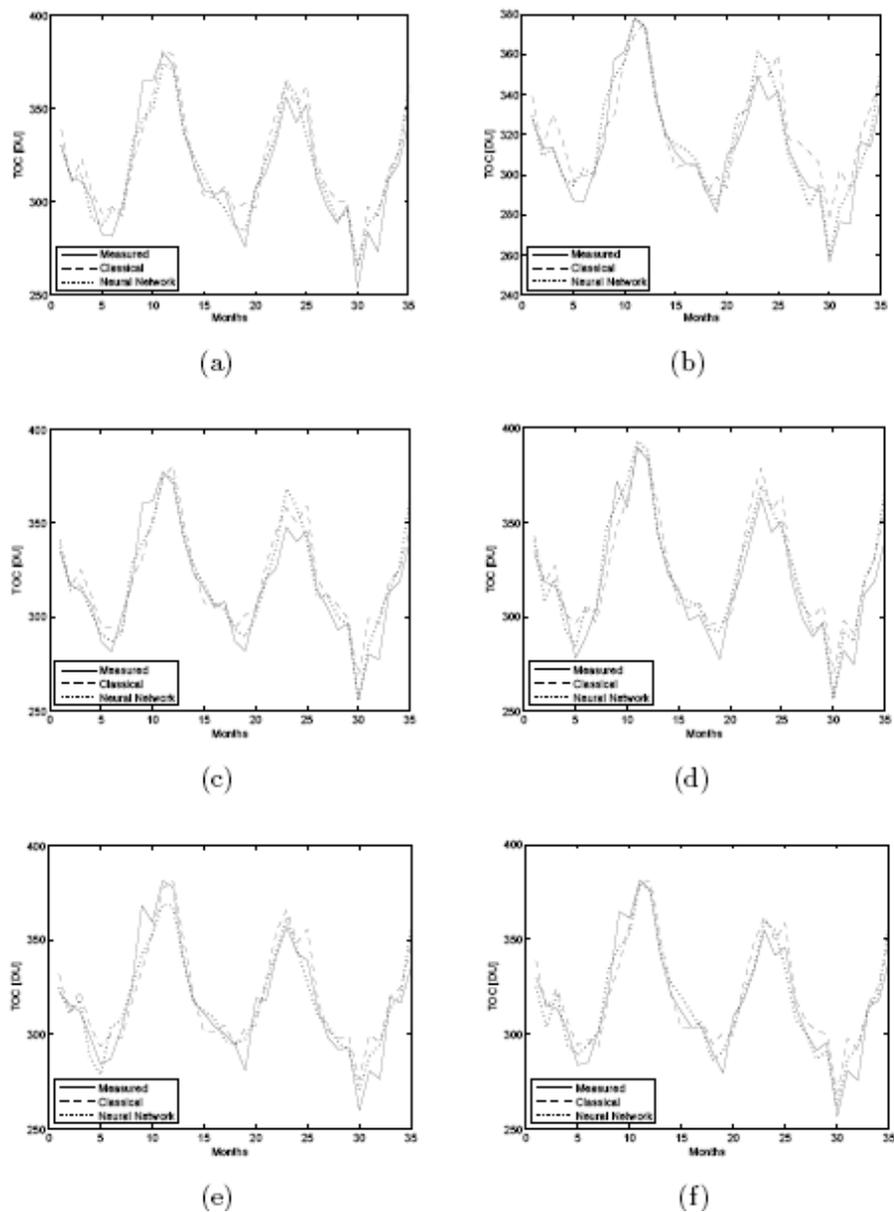


Figura 8.5. Las subfiguras de la (a) a la (f) muestran el rendimiento de las predicciones del TOC mediante redes neuronales y el mejor modelo clásico (ARIMA) en comparación con los datos observados para el periodo de test entre mayo de 1990 y abril de 1993. a) Madrid, b) Arenosillo, c) Lisboa, d) Mont-Louis, e) Murcia y f) Promedio 5 emplazamientos.

8.7 CONCLUSIONES

En lo referente a la variabilidad del TOC en el periodo 1978-1993 en relación con las variables dinámicas y termodinámicas:

En febrero la componente meridiana de la velocidad del viento a 200 hPa es el factor que mejor correlaciona con el TOC sobre todo en la parte mediterránea. La correlación es de signo negativo por lo que indica que los incrementos en TOC están asociados a valores negativos (vientos del norte) La segunda variable que mejor correlaciona es la OLR (o su opuesta, la cobertura nubosa). Un comportamiento ligeramente distinto lo muestra la serie de Lisboa y la de Arenosillo en menor medida. En estas series, aunque en las variables previamente citadas tienen correlaciones aceptables (menores que en las otras series), la variable que mejor correlaciona es la temperatura a 50 hPa. Podemos concluir que en febrero, en la fachada mediterránea, los factores puramente dinámicas: chorros, borrascas, son los que determinan en gran medida el valor del TOC. En la fachada atlántica siguen siendo significativos pero predominan los valores de temperatura en la estratosfera.

En el mes de mayo, se produce una baja general en los valores del coeficiente de correlación en la v_{200} y en OLR. La temperatura a 50 hPa mantiene niveles similares, con la correlación de Lisboa todavía elevada y significativa. Los valores de R para las correlaciones con el nivel de la tropopausa aumentan pero sin llegar a ser significativas. Es un mes de transición hacia el siguiente periodo.

Mes de agosto. Muestra correlaciones significativas y elevadas en todas las series con la temperatura a 50 hPa (superando los 0.80 en todas excepto Arenosillo). Otra variable con

correlaciones elevadas es el nivel de la tropopausa pero no siempre alcanzan niveles estadísticamente significativos. OLR y v200 muestran valores más bajos y ninguna alcanza niveles significativos.

En noviembre, la temperatura a 50 hPa sigue siendo la variable con mayor correlación sobre todo en la parte norte y atlántica, siendo Madrid la serie con correlación más débil y sin significación estadística. Todavía la TPP muestra cierta correlación pero menor que en agosto. Murcia es la serie que, en general, presenta correlaciones más débiles en todas las variables durante ese mes.

Podemos concluir que las dos variables clásicas: temperatura a 50 hPa y nivel de presión de la tropopausa demuestran su importancia a través de las correlaciones con las diferentes series. Parece que la temperatura a 50 hPa tiene más influencia en la parte atlántica y el nivel de la tropopausa en la parte mediterránea.

Además de estos dos factores, las componentes zonal y meridiana del viento cobran importancia sobre todo la componente meridiana en el mes de febrero y en la parte mediterránea. Considerando todo el año, incrementos en la intensidad del chorro estarían asociados con aumentos en los niveles de ozono.

En lo referente a los modelos de regresión lineal de regresión multivariante para las series a lo largo del año completo:

Los modelos lineales de regresión múltiple que representan las diferentes series de TOC: sobrevuelos de TOMS N7 y las series Brewer de Madrid y Murcia a partir de las variables termodinámicas mencionadas obtienen estadísticos R-cuadrado y coeficientes de correlación

bastante aceptables explicando la variabilidad del TOC mediante combinaciones lineales de parámetros termodinámicos que oscilan entre el 70 y el 80% para todo el año. Los porcentajes de variabilidad del TOC explicado mediante este tipo de modelos parecen disminuir a partir de 1993 y cambiar de comportamiento según los coeficientes y las variables que intervienen en el ajuste de las series Brewer.

Las variables que participan en casi todas las relaciones son la temperatura a 50 hPa y el nivel de presión de la tropopausa. Ambas tienen relación directa, por lo que aumentos de temperatura y del nivel de presión llevan a mayores valores de TOC. Parece que la temperatura a 50 hPa tiene mayor importancia en la parte atlántica de la península y el nivel de la tropopausa en la zona mediterránea. La componente zonal del viento a 200 hPa tiene también mucha relevancia en todas las series con coeficientes mayores, y por tanto mayor efecto, conforme subimos de latitud. Esta variable estaría asociada probablemente a la posición e intensidad del chorro; a mayor velocidad del viento zonal, mayor TOC. La componente meridiana del viento tiene más presencia en los modelos de la fachada mediterránea. Su coeficiente es negativo por lo que los incrementos de TOC estarán asociados a los vientos del norte al nivel de 200 hPa.

La temperatura a 50 hPa tiene siempre contribución positiva indicando que valores más altos de temperatura a ese nivel están asociados con valores mayores de TOC, en las series N7 los coeficientes valen alrededor de 7. Tomando el valor de Med5sites como representativo, podemos decir que aumentos de 1 grado en la temperatura a 50 hPa llevan a aumentos de 7.3 UD sobre la Península Ibérica, o al menos eran los que llevaban en el periodo 1978-1993. Las series Brewer muestran coeficientes muy diferentes alrededor de 4.5, por lo que a partir de 1993, el comportamiento promedio aparente es que incrementos de 1 grado en 50 hPa llevan a

incrementos en TOC de solo 4.5 UD. Por tanto sobre Madrid, a partir de 1993, los gradientes de la temperatura a 50 hPa reproducirían los gradientes de TOC de manera más suave a partir de esa fecha, que en el periodo 1978-1993.

El nivel de la tropopausa presenta coeficientes entre 0.9 (en latitudes más al sur) y 1.1 en Mont-Louis. Los modelos Brewer tienen coeficientes 1.0. En todo caso y de manera aproximada, aumentos del nivel de la tropopausa de 1 hPa llevan a aumentos de 1 UD en el TOC.

La componente zonal del viento a 200 hPa participa también en todos los modelos. La dependencia del TOC con la intensidad del viento es bastante mayor conforme aumentamos de latitud ya que la posición de los chorros determina en mayor manera los cambios en el tiempo conforme aumentamos de latitud (siempre en latitudes medias). El valor 1.8 indicaría que un aumento del viento zonal en 1.8 m/s implicaría un aumento de 1 UD en el TOC sobre la Península Ibérica. Los valores obtenidos en las series Brewer son más bajos que las correspondientes a los mismos emplazamientos TOMS N7 con lo que parece indicar una importancia inferior desde 1993 de esta variable en la modulación de la cantidad de ozono sobre la Península.

La componente meridiana de viento no aparece ni en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid. Los coeficientes para los otros modelos oscilan entre -0.7 en Brewer Murcia hasta -1.7 en Mont Louis. Vientos de componente norte (negativos) llevan a aumentos en las cantidades de TOC y vientos de componente sur (positivos) conllevan disminuciones. El efecto es mayor en latitudes más al norte y no aparece en la fachada atlántica de la Península. De nuevo, en el periodo posterior a 1993 parece debilitarse esta relación.

En lo que respecta a los modelos para trimestres singulares

En el trimestre AMJ la proporción de variabilidad del TOC explicada por los modelos es mayor entre el 67 y el 79% y los errores son menores. El trimestre JAS de verano presenta valores algo inferiores para las series N7 TOMS. En ambos trimestres, las series Brewer presentan valores de R-cuadrado inferiores en un 15% aproximadamente respecto a las series TOMS. Los ajustes con factores termodinámicos siguen siendo peores a partir de 1993, al menos con el método utilizado. Los dos trimestres fríos presentan menores valores de R-cuadrado y mayores errores en las series N7 con valores alrededor de 50% excepto en Mont Louis que tiene mejores indicadores. En el trimestre invernal los indicadores son peores, especialmente en las series Brewer (por tanto fuera del periodo 1978-1993). Los indicadores de la serie de Murcia son los peores con un R-cuadrado de 39,0%. Una singularidad de OND, las estadísticas muestran un R-cuadrado en las series Brewer superior en un 20% que en las TOMS N7.

En lo referente a la clasificación automática estacional:

Se ha realizado una clasificación en cuatro estaciones del año mediante análisis de conglomerados de los valores mensuales de las seis variables termodinámicas citadas. Se han obtenido dos estaciones que tienen características de verano y de invierno y otras dos con características termodinámicas bastante diferentes y que han sido llamadas transición 2 y transición 4. Destaca transición 2 como la época de vientos zonales más intensos y vientos meridianos muy flojos. En cambio, transición 4 tiene como característica vientos meridianos (de componente norte) significativos, tropopausas más bajas y temperaturas en 50 hPa similares en promedio a las de la estación invernal.

Utilizando esta clasificación estacional y obteniendo ajustes con modelos lineales se obtiene:

En general, los resultados mejoran de manera notable en invierno y en las dos estaciones de transición respecto a la clasificación tradicional en EFM, AMJ y OND. Únicamente en verano, el porcentaje de variabilidad explicada del TOC mediante los modelos presenta pocas variaciones o retrocede ligeramente.

La importancia de las variables termodinámicas utilizadas es similar a los modelos anteriores pero existen variaciones en los coeficientes que dan cuenta de la importancia de cada factor según la época del año. En este aspecto destacan las variaciones del coeficiente de la variable temperatura a 50 hPa que parece alcanzar sus valores mayores en la época transición 2, similares o mayores que los encontrados en Steinbrech (2004) alrededor de 10 UD/grado. En el verano los valores son los más pequeños y suelen ser más pequeños contra menor latitud. Comparando los coeficientes de las series TOMS N7 y Brewer para Madrid y Murcia se aprecia que el coeficiente de la temperatura a 50 hPa es menor, indicando que la relación entre el gradiente de temperatura a este nivel y la cantidad de ozono cambia con el tiempo. La serie de Murcia de Brewer 1996-2008 tiende a simplificar sus modelos.

El resultado final es la clasificación de cada año según el número de meses que tiene cada una de las estaciones definidas según criterios "termodinámicos". Se clasifican en dos tipos: 1 y 2. El tipo 1 se caracteriza entre otras cosas por tener inviernos largos: 4.8 meses en promedio. El tipo 2 se caracteriza por los inviernos cortos: 2.5 meses en promedio. El intervalo de tiempo 1978-1993 tiene predominio de años de inviernos largos 11 de 16 y el intervalo de tiempo 1994-2008 tiene predominio de años de inviernos cortos con 9 de 15. Por ello, cuando comparamos las series TOMS N7 y Brewer estamos comparando periodos en los cuales, en promedio, la

circulación general y los patrones atmosféricos sobre la Península Ibérica representados por las seis variables termodinámicas citadas fueron diferentes.

Los modelos para cada tipo de año muestran en general mejoras en los estadísticos sobre los modelos que agrupan a ambos tipos de años. En año 1 todos mejoran ligeramente el R-cuadrado ajustado excepto Brewer Madrid en la que la mejora alcanza un 9% llegando a explicar el 84,1% de la serie en este tipo de años. En el año 2, los R-cuadrado ajustados de las series Brewer mejoran sobre todo en Lisboa y Arenosillo alrededor de un 3.5%. Med5 sites mejora un 2.5% hasta explicar un 80.1% de la variabilidad anual del TOC de esta seudoserie. En cambio las dos series Brewer empeoran alrededor de un 3% quedando en valores de explicación de la varianza del TOC a partir de sus respectivos modelos en 72,2 y 68.8%. Los errores estimados del modelo son menores en el conjunto de los años tipo 2 que en los años tipo 1 o en el juego completo de años sin clasificar. Podemos concluir que el periodo 1978-1993 está sensiblemente mejor representado utilizando esta clasificación. A partir de 1993, la clasificación es más compleja. Vemos que los estadísticos son mejores en los años tipo 1 para las series Brewer, siendo inferiores en los años tipo 2. Como estos años predominan entre 1994-2008, y además, la serie de Madrid no tiene los años 2003 y 2004 que son del tipo 1 hay un claro predominio de años tipo 2 en ambas series. Sin embargo, el ajuste es peor por lo que además del tipo de año, con posterioridad a 1993 se han producido cambios no identificados en este trabajo que hacen que se debiliten las relaciones estadísticas con las variables termodinámicas que funcionaban mejor en los años 1978-1993. En el grupo 2, el modelo ajustado puede explicar el 81,3% de la serie Madrid N7 y el 82,0% de la serie Lisboa N7 para este tipo de años.

Las relaciones lineales de los años tipo 1 incluyen la OLR, t50, TPP y u200 (componente zonal) en todas. La componente meridiana v200 no aparece en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid de manera análoga a cuando considerábamos todos los años sin discriminar en tipos. No aparece en ninguna relación la t200. Los coeficientes de t50 son ligeramente inferiores en el tipo 1 que en las relaciones generales sin discriminar tipo de años en las series N7 y sin embargo aumentan unas pocas décimas en las series Brewer. En cambio en los años tipo 2, los coeficientes de t50 en la serie N7 son ligeramente superiores a los de los años sin discriminar oscilando entre los 8,5 UD/grado de Arenosillo hasta los 7,5 de Lisboa. Los coeficientes de la serie Brewer en este caso son más pequeños que en el tipo 1 con valores de 4.5 y 4.4 UD/grado para Madrid y Murcia. Los coeficientes de TPP son ligeramente superiores en el tipo 1.

En las relaciones lineales del tipo 2 para la serie N7 el cambio principal es la desaparición de la dependencia con el viento a 200 hPa en Murcia y Arenosillo. Se mantiene la dependencia con el viento zonal en Madrid, Lisboa y Mont Louis si bien se pierde la dependencia con el viento meridiano a 200 hPa en las dos primeras. Las dos series Brewer presentan menos cambios del tipo 1 al tipo 2. Lo más relevante es que Murcia tiene dependencia del viento meridiano en el tipo 1 pero no en el 2 y que el coeficiente de viento zonal a 200 hPa es bastante mayor en Madrid para el tipo 2.

En lo relativo a las técnicas de desestacionalización de series de TOC:

Se han explorado nuevas técnicas de desestacionalización de series utilizando Algoritmos de Programación Evolutiva y se ha encontrado la importancia de aplicar la técnica de

desestacionalización de series también a las series de variables termodinámicas y dinámicas utilizadas para alimentar los modelos de predicción del TOC, especialmente en el caso de la utilización de redes neuronales.

Finalmente, en la comparación de los diferentes modelos de predicción del TOC, con especial atención en el empleo de Redes Neuronales:

Se utiliza un método de desestacionalización consistente en ajustar la señal del TOC a una función senoidal de 8 componentes mediante el paradigma de Programación Evolutiva (EP).

Se han comparado el rendimiento de una batería de modelos que consideramos clásico cuya lista es la siguiente: caminata aleatoria, modelo multivariante con propagación inversa para seleccionar solo las variables representativas, modelo multilineal con las mismas características que el anterior pero con tendencia incluida, ARIMA simple con constante seleccionando el número óptimo de pasos de autoregresión y de media móvil, ARIMA con regresores seleccionados de las variables meteorológicas. Por otra parte evaluamos el modelo de red neuronal. Este se aplica a dos conjuntos de variables, uno corto (NN5) que comprende TPP, t50, u200, v200 y OLR y el otro largo (NN11) que añade la t200, los índices QBO, NAO y MEI, el viento a 50 hPa en Singapur y la actividad solar.

El periodo de entrenamiento, en general, ha comprendido desde noviembre de 1978 hasta abril de 1990 ambos incluidos excepto en. El periodo de verificación comprendía 36 meses desde mayo de 1990 hasta abril de 1993.

Los parámetros para evaluar los modelos fueron la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el porcentaje de error absoluto medio (MAPE), el error medio (ME) y

el porcentaje de error medio (MPE). Los parámetros absolutos se expresan en Unidades Dobson y los relativos en porcentaje.

Finalmente se evaluaron los modelos utilizando variables desestacionalizadas. En este caso, los modelos ARIMA perdían su componente autoregresiva, quedando solo los términos de media móvil.

El resultado del mejor modelo clásico depende poco del uso o no uso de la desestacionalización en los datos. Esto se debe principalmente a que los mejores resultados se obtienen generalmente con modelos ARIMA, que como comentamos antes, ajusta los términos autoregresivos según la circunstancia como comentamos en un párrafo anterior. Llegando al detalle, se puede considerar que los ARIMA se comportan mejor cuando utilizan series NO desestacionalizadas por su propia capacidad de modelizar ese tipo de señal. El comportamiento de los modelos es bastante parecido en todas las series.

Las redes neuronales no mejoran los resultados de los modelos ARIMA cuando los datos no están desestacionalizados. En cambio, al aplicar dicho proceso, la red neuronal de 5 (NN5) mejora el rendimiento de los mejores modelos clásicos y la red neuronal de 11 variables (NN11) aún mejora más los resultados. La mejora de NN11 sobre NN5 pone de manifiesto la importancia de la utilización de los índices relacionados con el clima como la QBO, NAO y MEI, además de la actividad solar.

Los resultados de las dos redes neuronales son competitivos frente a los modelos clásicos cuando se aplica la desestacionalización a los datos de TOC. Un resultado que abre posibilidades nuevas a la modelización del TOC es que los resultados de las redes neuronales

mejoran significativamente cuando también desestacionalizamos las series meteorológicas. Este hecho tiene su lógica ya que la temperatura, el viento y la OLR siguen un ciclo anual (sobre todo las dos primeras). El hecho de utilizar un modelo filtrado estacionalmente en los datos de salida y también en las variables meteorológicas captura mejor la variabilidad “extra estacional” del TOC sobre la Península Ibérica.

En lo que respecta a la variabilidad espacial sobre dicha Península, se observan pocas diferencias en el rendimiento de los modelos sobre las seis series. Todos los resultados son de buena calidad incluyendo los de Mont Louis con mayor rango dinámico de datos, mayor influencia de factores dinámicos y mayor posibilidad de ampliación de los errores. A destacar que el mejor indicador RMSE obtenido ha sido para la NN11 con datos TOC y variables meteorológicas desestacionalizadas para la serie combinada de los cinco emplazamientos. Ello abre buenas posibilidades de utilización de estos modelos en promedios espaciales de TOC obtenidos por satélite.

Se puede apreciar que la red neuronal proporciona un ajuste de calidad capturando los valores mínimos de noviembre 1992 (mes 30 del juego de datos) y este comportamiento es consistente en las predicciones de las seis series, incluyendo la serie promedio. Este hecho refuerza las posibilidades de utilizar redes neuronales como herramientas de predicción de los promedios mensuales de TOC de promedios espaciales sobre zonas tales como la Península Ibérica.

9 CONCLUSIONES DE LA TESIS. RESULTADOS DE LA INVESTIGACION

9.1 CONTROL DE CALIDAD DE DATOS Y COMPARACION DE DATOS PROCEDENTES DE DISTINTOS INSTRUMENTOS

En el capítulo 4 se han analizado comparativamente series de TOC procedentes de diferentes instrumentos y se han establecido técnicas para mejorar dichas comparaciones teniendo en diferentes condiciones de medición, en particular, evaluando el efecto de los aerosoles. Las conclusiones principales obtenidas como resultados de la investigación han sido las siguientes:

En términos muy generales, los instrumentos basados en satélite miden menos TOC que los basados en tierra, sin embargo existen muy importantes variaciones de los meses del año. Entre noviembre y marzo las diferencias son superiores respecto a junio-julio tanto en Madrid como en Murcia. Se apuntan como causas, las diferencias estacionales en el ángulo solar cenital y los efectos de la nubosidad.

La clasificación automática en días claros, nubosos, muy nubosos o con presencia de aerosoles parece bastante consistente en Madrid. Sería interesante realizar el mismo estudio por lo menos para Murcia.

Las comparaciones entre observaciones de instrumentos basados en satélites: TOMS EP, OMI-AURA y GOME-2 en ERS-2 realizadas de acuerdo a dicha clasificación muestran hechos que se consideran que hay que tener en cuenta en la mejora de los algoritmos de elaboración del TOC a partir de datos originales.

En particular, se aprecia que todavía el efecto de los aerosoles en las medidas del EP TOMS es importante a pesar de la importante mejora efectuada en la versión 8 del algoritmo de recuperación respecto a la versión anterior. Se aprecia también el efecto de la nubosidad

estimándose que los errores pueden deberse a que el mencionado algoritmo estima el total de ozono por debajo de la nube a partir de un valor de climatología y de la temperatura IR de la cima de la nube, generando suficientes incertidumbres en la recuperación del TOC.

Los datos de TOC procedentes del OMI tienen una muy elevada correlación con los datos de Brewer en condiciones de cielos despejados. El MABE de -2,0% con desviación estándar de 0.8% puede ser considerado el error instrumental del instrumento al menos en la época veraniega. Los cielos nubosos o la presencia de aerosoles introducen mayor incertidumbre en la medida siendo los errores similares a los de casos de cielos despejados.

En el caso de los datos procedentes del GOME-2 se aprecian diferencias menores que en el caso del OMI, sin embargo la incertidumbre es mayor. Hay que destacar el hecho de que las correlaciones mejores se obtienen en días nubosos. En cambio, los días con fuerte presencia de aerosoles, las diferencias y la incertidumbre aumentan por lo que parece necesario mejorar el algoritmo de recuperación de datos del GOME-2 en relación con la presencia de aerosoles.

9.2 ANALISIS BASICO. TENDENCIAS. COMPARACION DE INSTRUMENTOS

En el capítulo 5 se realizaron análisis básicos de la serie con objeto de describir su comportamiento general y los cambios más importantes en los diferentes tramos de tiempo que abarcan. También se realizó un estudio de tendencias. Las conclusiones principales obtenidas son las siguientes:

La disminución del TOC en la década de los 90 y principios de la primera década del siglo veintiuno respecto al periodo 1978-1993 se produce sobre todo en el invierno y en, primavera.

En verano se producen pérdidas ligeras y en cambio, en octubre-noviembre los valores al final de la década del 2000 son ligeramente superiores.

En los diferentes periodos los máximos y los mínimos anuales experimentan cambios en las fechas promedio en que se producen. Los cambios mas importantes se producen en el periodo primaveral tanto en el valor del máximo como en las fechas. En el verano, los cambios son muy ligeros.

El efecto del incremento del TOC con la latitud es visible en las series y también se puede discernir el efecto de la disminución de los valores conforme aumenta la altura del observatorio. La variabilidad también es mayor conforme aumentamos de latitud.

Una conclusión importante es que el periodo 1993-1995 es remarcable por la existencia de los mínimos en valores promedios de todo el intervalo 1978 a 2008. Esto es más remarcable por que los eventos de miniagujeros se produjeron con más frecuencia entre 1999 y 2004. Los datos del Brewer de Madrid en 1993-1995 tienen una gran importancia por que no habia cobertura de instrumentos basados en satélite.

Eventos de mini-agujero de ozono valores inferiores al nivel de agujero de ozono (220 Unidades Dobson) en N7 en Madrid y Lisboa que corresponden al 12 de noviembre de 1992, siendo el único evento ocurrido en ese periodo, en serie EP se produjeron en Madrid el 6 de enero de 1999 con 212,7 UD y el 28 de noviembre de 2000 en Mont-Louis con 200,8 UD, pero no en Murcia. En serie Brewer de Madrid entre 1993 y 2002 hay un solo caso de evento de mini-agujero de ozono el 27 de noviembre de 2000 con un valor de 218,0 UD. Brewer de Murcia entre 1996 y 2008 solo registró un evento de mini-agujero de ozono, el dia 10 de enero de 2004 con 212, 3 UD

En lo que respecta a promedios anuales, en la comparación de datos de satélites 1978-1993 (N7) frente a 1996-2001 (EP), la serie N7 registra valores superiores desde 3,1 a 4,4 % en los cinco sobrevuelos (entre 10 y 14 UD en términos absolutos).

El promedio anual de la serie Brewer de Madrid entre 1993 y 1995 muestra una diferencia de -5.8% respecto a los niveles del N7.

La serie Brewer de Murcia entre 2003 y 2008 muestra valores promedios anuales prácticamente idénticos a la serie N7 de Murcia.

Las desviaciones estándar en el periodo N7 y por tanto la variabilidad en el periodo 1978-1993 fueron más importantes en ambos emplazamientos, entre 4 y 8 UD mayores.

A destacar en la comparación por meses de las diferentes series la gran variabilidad. El periodo 1993-1995 muestra pérdidas muy importantes en Madrid respecto a 1978-1993 en los meses fríos y en los que los valores de TOC son superiores. En Madrid y Murcia, la serie EP 1996-2001 muestra pérdidas respecto a los valores de la serie N7 en todos los meses. En cambio, los registros Brewer en la primera década del siglo XXI muestran algunos meses de invierno en los que se recuperan los niveles de la serie N7 o se superan como en el caso de noviembre y diciembre en Murcia.

En el caso de los promedios quincenales, se puede apreciar mejor la evolución de la onda anual, viéndose los cambios sobre todo en los máximos tanto en valor como en fechas en las diferentes series. En Madrid, por ejemplo el máximo anual de la serie N7 que se producía en la primera quincena de mayo se traslada a la segunda quincena de abril en 2005-2008 aunque la explicación se debe a la desaparición del pico de mayo ya que los valores de abril son similares a los de la serie N7.

También se aprecia que las curvas de EP9601 presentan valores inferiores en casi todas las quincenas. Además la serie Brewer 9302 de Madrid presenta valores claramente inferiores a lo largo del invierno y primavera a las de N7 y Brewer 0508.

Respecto a los cambios acaecidos en el periodo de los valores mínimos anuales en Madrid, en la serie Nimbus-7, estos se producían en la segunda quincena de noviembre. En las series EP y Brewer 9302 se producen en la segunda quincena de octubre con promedios cercanos a 280 UD. En la serie Brewer 0508 el mínimo se produce en la primera quincena de noviembre pero tiene un valor más elevado: 286 UD.

Comparando los dos trozos de la serie Brewer de Murcia se ve que el periodo 0208 registra en general valores superiores llegando los máximos en la diferencia en la primera quincena de marzo con 13,0 UD y en la primera quincena de diciembre con 13,5 UD. Sin embargo, en la segunda quincena de diciembre y sobre todo en la primera quincena de enero tiene una sorprendente diferencia de -9,8 UD a favor de 9601. La segunda quincena de enero, la segunda quincena de abril y las segundas de junio y julio registran también mayores promedios en este periodo poniendo de manifiesto la alta variabilidad del TOC en periodos cortos de tiempo y la dificultad de evaluar su comportamiento futuro.

Otra característica de la serie Brewer 0208 ya apuntada en la serie 0508 de Madrid en el desplazamiento del mínimo anual hacia la segunda de octubre o la primera de noviembre con aumentos marcados en la segunda quincena de noviembre y primera quincena de diciembre. En cambio, los valores de la primera quincena de enero con casi tan bajos como los de la serie Earth Probe.

En lo tocante a promedios diarios, se aprecia como todas las series siguen una evolución similar con máximos anuales alrededor del día 115 (finales de abril), máximos secundarios alrededor del día 95 (primeros de abril) y del día 50 (última semana de febrero). En el verano, julio y agosto, se observa como las curvas efectúan un descenso suave. A finales de septiembre y principios de octubre se produce un mínimo secundario seguido de un máximo muy marcado en todas las curvas. El mínimo anual en el periodo de tiempo considerado se produce a finales de noviembre aunque hay otro mínimo muy próximo en valores a principios del mismo mes o finales de octubre. Se observa como la serie EP está por debajo de las otras y como la serie N7 está por encima de las otras en muchos tramos, sobre todo en mayo y junio. Sin embargo, la serie Brewer 0508 muestra tramos significativos en los cuales tiene los valores mayores de los cuatro series en el último periodo del año. En particular, la serie Brewer de Murcia 2002-2008 muestra como los valores mínimos anuales de la serie Brewer0208 son 10 o 15 UD más altos que el resto de las series.

Y finalmente, respecto a las tendencias calculadas a partir de las anomalías estandarizadas diarias de la serie N7.

Las tendencias negativas mayores corresponden a los primeros tres meses del año. Para Madrid, las pérdidas mayores se producen a lo largo del mes de marzo con una tendencia de -2.2 año^{-1} y un error de $0,4 \text{ año}^{-1}$. La tendencia del mes de agosto es también negativa y tiene un valor -1.0 año^{-1} pero con un error de solo 0.1 año^{-1} acorde con la baja variabilidad obtenida en todos los periodos de tiempo referidos a ese mes: diario, quincenal y mensual. Mont-Louis presenta valores negativos mayores en las tendencias entre enero y mayo por lo que podemos deducir que la pérdida de ozono ha sido superior en latitudes más altas. Otro hecho a destacar

es la cuantía de los errores que son más grandes en el periodo de invierno y primavera. En verano, el valor de la tendencia es alrededor de la tercera parte de las estaciones anteriores pero el error es también más pequeño.

Para Murcia y Lisboa, los valores obtenidos todos los meses son similares a excepción de abril y mayo en los que la tendencia negativa de Lisboa es mayor. Concretamente en mayo el valor es de -1.7 año^{-1} en Lisboa y -0.9 año^{-1} en Murcia. El patrón de la figura es muy similar al que representa a Madrid y Mont-Louis, únicamente los valores de julio son algo mayores que los de agosto al revés que en la pareja precedente. No se encuentra ningún tipo de tendencia estadísticamente significativa en junio.

Los resultados son similares a los de Weatherhead et al..en lo relativo a las tendencias en el periodo 1978-95.

9.3 CLASIFICACION Y VARIABILIDAD DE LOS REGIMENES DE OZONO

En el capítulo 6, se utilizan dos métodos principales de clasificación de los regímenes de ozono para cada época del año y se estudia su evolución a través de los diferentes periodos temporales. Las conclusiones principales son las siguientes:

Tras el análisis de los histogramas y de las funciones kernel se obtienen evidencias que apoyan el uso del modelo conceptual de regímenes de ozono para caracterizar la variabilidad del TOC sobre una región. Sin embargo, el régimen correspondiente a latitudes medias puede ser difícil de identificar.

El periodo 1993-1995 en la serie de Brewer de Madrid muestra las mayores pérdidas de todo el rango temporal considerado sobre todo en invierno y primavera con pérdidas en todos los regímenes identificados.

En el periodo 1996-2001, en la serie de EP de Madrid, aparece un régimen de valores muy bajos de ozono en noviembre durante esos años.

De acuerdo al modelo de regímenes de ozono, una explicación de las pérdidas en los valores promedio del mes de febrero del periodo 1996-2002 sería atribuirlos a un incremento en frecuencia de regímenes tropicales así como al empobrecimiento en los valores medios de los regímenes polares.

En los meses de febrero de 1996-2001 se produjo un marcado aumento de las situaciones tropicales hasta un 50% en su frecuencia relativa, lo mismo que en los meses de mayo. Esto explica una parte importante de la disminución de los valores promedios de TOC en esos meses.

En agosto no se identifica régimen polar y también aumenta el número de regímenes tropicales en 1996-2001.

Y en relación con las comparaciones de las series satélite para Murcia, las curvas son muy similares a las de Madrid aunque en mayo es más importante el aumento de frecuencia en regímenes tropicales y desaparición de parte importante de regímenes de latitudes medias.

Como conclusiones generales:

Las transformaciones en mayo son más profundas con pérdidas de valores en valores centrales y aumento de frecuencia en regímenes tropicales, pérdida de frecuencia y dilución de valores

centrales en regímenes de latitudes medias y estado casi estacionario de valores de régimen polar. Incluso se produce un descenso de casos de régimen polar en el periodo 2003-2008 respecto a los otros.

La distribución de regímenes en el mes de agosto sufre una transformación a un solo régimen principal entre 1996-2002. En los otros periodos se encuentran régimen tropical y latitudes medias.

El mes de noviembre muestra los menores cambios en cuanto a los promedios. Los cambios más notables son en cuanto a la extensión de las colas de la distribución pero se compensan entre si y en la distribución de los máximos fluctuando su posición y su frecuencia por lo que se hace complicado su seguimiento de periodo a periodo. Todo ello indica una alta variabilidad intrínseca a pesar de que los promedios no varían mucho. Como es la época de los mínimos anuales, esto indica que la fecha de los mínimos fluctúa dentro de un amplio intervalo de días, entre octubre y noviembre tal y como pudo verse en las gráficas del Capítulo 5, apartado 5.

9.4 EXPLICACION DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DEL TOC. ANALISIS DE CAUSAS DINAMICAS

En el capítulo 7 se constata que existen diferencias significativas en el comportamiento de la variabilidad del TOC entre observatorios diferentes en un espacio relativamente reducido como es el de la Península Ibérica y se aventuran explicaciones a tales diferencias en función de causas dinámicas. Las conclusiones principales son las siguientes:

Se encuentra una correlación muy elevada entre las series de TOC de valores diarios sobre la Península Ibérica oscilando entre el 0,93 de Lisboa y Arenosillo en la fachada atlántica y el 0,77

de Mont Louis observatorios. La correlación entre los promedios mensuales es superior a los promedios diarios con valores de los coeficientes de correlación entre 0,95 y 9,98.

Era de esperar encontrar un gradiente latitudinal que siguiera los vaivenes estacionales de la circulación Brewer-Dobson y su ciclo anual con máximos en primavera y mínimos en otoño. Lo que no era tan evidente era encontrar un patrón de gradiente longitudinal en forma de diferencias estacionales de TOC entre el costado atlántico y el costado mediterráneo de la Península Ibérica. Utilizando Lisboa y Murcia como estaciones representativas, ambas prácticamente a nivel del mar, a la misma latitud y en costados opuestos obtenemos evidencia de este ciclo estacional que muestra los cambios longitudinales en la circulación Brewer-Dobson incluso a una escala tan pequeña como la de la Península Ibérica.

Entre 1978 y 1993, las diferencias de los promedios quincenales de TOC entre Mont-Louis y Murcia dan una estimación de los gradientes latitudinales debidos a la actividad estacional de la circulación Brewer-Dobson. Se estima que dicho gradiente alcanza valores entre 15 y 20 UD entre la primera quincena de febrero hasta la primera quincena de julio con los máximos en la primera quincena de abril. En octubre y noviembre este gradiente se hace nulo o, incluso, ligeramente negativo.

Las diferencias estacionales de TOC entre el costado atlántico y el costado mediterráneo de la Península Ibérica representadas por los valores de Lisboa y Murcia muestran que entre noviembre y marzo la diferencia es negativa entre -3 y -4 UD. A partir de abril y hasta octubre las diferencias son positivas llegando a un máximo de 10 UD en la segunda mitad de junio y la segunda mitad de junio. Estas diferencias longitudinales en los datos del TOMS del Nimbus-7

están relacionadas con cambios decadales en la amplitud y fase de las ondas planetarias de Rossby cuasi-estacionarias.

En el periodo 1996-2001, la diferencia máxima entre el costado atlántico y el mediterráneo se produce antes, en el mes de mayo, y los valores máximos son superiores. En cambio los mínimos se trasladan al final de otoño y principios de enero. Los máximos de los gradientes latitudinales se trasladan al mes de julio y los mínimos a octubre-noviembre.

Estas diferencias longitudinales en los datos del TOMS del Nimbus-7 están relacionadas con cambios decadales en la amplitud y fase de las ondas planetarias de Rossby cuasi-estacionarias (Hood and Zaff, 1995); (Peters and Entzian, 1996).

La utilización de la técnica estimación de funciones de densidad de probabilidad mediante funciones de Kernel permite también explicar por qué hay diferencias entre los valores promedios de TOC a lo largo de las diferentes estaciones del año a través del esquema de regímenes de ozono, mostrando como las diferencias en frecuencia y sobre todo en los valores centrales de dichos regímenes los cuales siguen la evolución de las diferencias entre puntos situados entre el norte y el sur y el este y el oeste de la Península. No permite sin embargo determinar las causas que están detrás del aspecto diferente de las funciones de densidad de probabilidad y, por tanto, las causas últimas de la variabilidad.

En el periodo 1978-93, en febrero, la diferencia entre las curvas indica la predominancia de los regímenes tropicales en la fachada atlántica de la Península, ilustrado por Lisboa y Arenosillo, frente a la presencia claramente discernible de regímenes de latitudes medias y polares en la fachada mediterránea, ilustrada por Murcia y Mont-Louis. Esta mayor frecuencia de regímenes

tropicales sería otro motivo que explicaría las diferencias negativas entre Lisboa y Murcia en las quincenas 3 y 4. Madrid presenta características menos claras y representaría una mezcla de ambos tipos de comportamiento.

En el mes de mayo, las diferencias podrían atribuirse a las diferencias en los valores centrales de los regímenes típicos que son mayores en la fachada atlántica que en la mediterránea a igualdad de frecuencias. El mismo hecho se observa en el mes de agosto. En noviembre, las mayores diferencias se observan entre el norte y el sur de la Península con importantes diferencias en las frecuencias de los regímenes típicos.

En lo referente al análisis de las variaciones de la tropopausa y su relación con el TOC podemos apuntar lo siguiente:

Las diferencias entre los promedios mensuales de los niveles de presión de la tropopausa entre dos áreas representativas de la parte occidental y oriental de la Península Ibérica obtenidas del reanálisis del NCEP (1948-2006) muestran como la tropopausa está más baja (presión más alta) en el lado mediterráneo entre noviembre y marzo llegando a estar 10 hPa por encima en diciembre y enero, pudiéndose considerar una característica climática de la Península Ibérica. Entre junio y agosto, las tropopausas están más bajas (presión más alta) en el lado atlántico, Esta evolución se corresponde a grandes rasgos con la de las diferencias de TOC entre ambos lados de la Península.

Para el periodo 1978-1993, es posible establecer una relación lineal entre las diferencias de TOC entre Lisboa y Murcia y las diferencias entre los niveles de presión de la tropopausa de las dos áreas antes mencionadas y explicar el 71,1% de la variabilidad de las primeras con un

coeficiente de correlación de 0,843. Por tanto el origen principal de las diferencias longitudinales del TOC entre ambos es costados de la Península Ibérica es la diferencia longitudinal entre los valores de los niveles de la tropopausa entre el costado atlántico y el mediterráneo.

En los meses de noviembre entre 1978 y 2002 se produjeron tres casos singulares de promedios mensuales de nivel de la tropopausa muy bajos (nivel de altura promedio de la tropopausa muy alto), correspondientes a 1979, 1992 y 1994. Los niveles de 1992 no son los extremos, sin embargo se produjeron niveles promedios de TOC en todas las series de sobrevuelos TOMS N7 con carácter de fuera de serie y muy por debajo de los niveles observados en 1979 y 1992. Se puede concluir que estos niveles excepcionalmente bajos de TOC no tenían únicamente relación con los niveles de la tropopausa, sino que había otras causas externas entre las que destaca la presencia de aerosoles estratosféricos procedentes de la erupción del Pinatubo en junio de 1991 ya que están reportadas pérdidas importantes de ozono en el hemisferio norte sobre todo durante el invierno y primavera de 1992-1993.

9.5 MODELOS DE LA VARIABILIDAD DEL TOC. MODELOS DE REGRESION LINEAL, MODELOS ARIMA Y REDES NEURONALES

En lo referente a la variabilidad del TOC en el periodo 1978-1993 en relación con las variables dinámicas y termodinámicas:

En febrero la componente meridiana de la velocidad del viento a 200 hPa es el factor que mejor correlaciona con el TOC sobre todo en la parte mediterránea. La correlación es de signo negativo por lo que indica que los incrementos en TOC están asociados a valores negativos

(vientos del norte) La segunda variable que mejor correlaciona es la OLR (o su opuesta, la cobertura nubosa). Podemos concluir que en febrero, en la fachada mediterránea, los factores puramente dinámicas: chorros, borrascas, son los que determinan en gran medida el valor del TOC. En la fachada atlántica siguen siendo significativos pero predominan los valores de temperatura en la estratosfera.

El mes de mayo, es un mes de transición hacia el siguiente periodo.

El mes de agosto muestra correlaciones significativas y elevadas en todas las series con la temperatura a 50 hPa (superando los 0.80 en todas excepto Arenosillo). Otra variable con correlaciones elevadas es el nivel de la tropopausa pero no siempre alcanzan niveles estadísticamente significativos.

En noviembre, la temperatura a 50 hPa sigue siendo la variable con mayor correlación sobre todo en la parte norte y atlántica.

Podemos concluir que las dos variables clásicas: temperatura a 50 hPa y nivel de presión de la tropopausa demuestran su importancia a través de las correlaciones con las diferentes series. Parece que la temperatura a 50 hPa tiene más influencia en la parte atlántica y el nivel de la tropopausa en la parte mediterránea.

Además de estos dos factores, las componentes zonal y meridiana del viento cobran importancia sobre todo la componente meridiana en el mes de febrero y en la parte mediterránea. Considerando todo el año, incrementos en la intensidad del chorro estarían asociados con aumentos en los niveles de ozono.

En lo referente a los modelos de regresión lineal de regresión multivariante para las series a lo largo del año completo:

Los modelos lineales de regresión múltiple que representan las diferentes series de TOC: sobrevuelos de TOMS N7 y las series Brewer de Madrid y Murcia a partir de las variables termodinámicas mencionadas obtienen estadísticos R-cuadrado y coeficientes de correlación bastante aceptables explicando la variabilidad del TOC mediante combinaciones lineales de parámetros termodinámicos que oscilan entre el 70 y el 80% para todo el año. Los porcentajes de variabilidad del TOC explicado mediante este tipo de modelos parecen disminuir a partir de 1993 y cambiar de comportamiento según los coeficientes y las variables que intervienen en el ajuste de las series Brewer.

Las variables que participan en casi todas las relaciones son la temperatura a 50 hPa y el nivel de presión de la tropopausa. Ambas tienen relación directa, por lo que aumentos de temperatura y del nivel de presión llevan a mayores valores de TOC. Parece que la temperatura a 50 hPa tiene mayor importancia en la parte atlántica de la península y el nivel de la tropopausa en la zona mediterránea. La componente zonal del viento a 200 hPa tiene también mucha relevancia en todas las series con coeficientes mayores, y por tanto mayor efecto, conforme subimos de latitud. Esta variable estaría asociada probablemente a la posición e intensidad del chorro; a mayor velocidad del viento zonal, mayor TOC. La componente meridiana del viento tiene más presencia en los modelos de la fachada mediterránea. Su coeficiente es negativo por lo que los incrementos de TOC estarán asociados a los vientos del norte al nivel de 200 hPa.

La temperatura a 50 hPa tiene siempre contribución positiva indicando que valores más altos de temperatura a ese nivel están asociados con valores mayores de TOC, en las series N7 los

coeficientes valen alrededor de 7. Tomando el valor de Med5sites como representativo, podemos decir que aumentos de 1 grado en la temperatura a 50 hPa llevan a aumentos de 7.3 UD sobre la Península Ibérica, o al menos eran los que llevaban en el periodo 1978-1993. Las series Brewer muestran coeficientes muy diferentes alrededor de 4.5, por lo que a partir de 1993, el comportamiento promedio aparente es que incrementos de 1 grado en 50 hPa llevan a incrementos en TOC de solo 4.5 UD. Por tanto sobre Madrid, a partir de 1993, los gradientes de la temperatura a 50 hPa reproducirían los gradientes de TOC de manera más suave a partir de esa fecha, que en el periodo 1978-1993.

El nivel de la tropopausa presenta coeficientes entre 0.9 (en latitudes más al sur) y 1.1 en Mont-Louis. Los modelos Brewer tienen coeficientes 1.0. En todo caso y de manera aproximada, aumentos del nivel de la tropopausa de 1 hPa llevan a aumentos de 1 UD en el TOC.

La componente zonal del viento a 200 hPa participa también en todos los modelos. La dependencia del TOC con la intensidad del viento es bastante mayor conforme aumentamos de latitud ya que la posición de los chorros determina en mayor manera los cambios en el tiempo conforme aumentamos de latitud (siempre en latitudes medias). El valor 1.8 indicaría que un aumento del viento zonal en 1.8 m/s implicaría un aumento de 1 UD en el TOC sobre la Península Ibérica. Los valores obtenidos en las series Brewer son más bajos que las correspondientes a los mismos emplazamientos TOMS N7 con lo que parece indicar una importancia inferior desde 1993 de esta variable en la modulación de la cantidad de ozono sobre la Península.

La componente meridiana de viento no aparece ni en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid. Los coeficientes para los otros modelos oscilan entre -0.7 en Brewer Murcia hasta -1.7

en Mont Louis. Vientos de componente norte (negativos) llevan a aumentos en las cantidades de TOC y vientos de componente sur (positivos) conllevan disminuciones. El efecto es mayor en latitudes más al norte y no aparece en la fachada atlántica de la Península. De nuevo, en el periodo posterior a 1993 parece debilitarse esta relación.

En lo que respecta a los modelos para trimestres singulares

En el trimestre AMJ la proporción de variabilidad del TOC explicada por los modelos es mayor entre el 67 y el 79% y los errores son menores. El trimestre JAS de verano presenta valores algo inferiores para las series N7 TOMS. En ambos trimestres, las series Brewer presentan valores de R-cuadrado inferiores en un 15% aproximadamente respecto a las series TOMS. Los ajustes con factores termodinámicos siguen siendo peores a partir de 1993, al menos con el método utilizado. Los dos trimestres fríos presentan menores valores de R-cuadrado y mayores errores en las series N7 con valores alrededor de 50% excepto en Mont Louis que tiene mejores indicadores. En el trimestre invernal los indicadores son peores, especialmente en las series Brewer (por tanto fuera del periodo 1978-1993). Los indicadores de la serie de Murcia son los peores con un R-cuadrado de 39,0%. Una singularidad de OND es que las estadísticas muestran un R-cuadrado en las series Brewer superior en un 20% que en las TOMS N7.

En lo referente a la clasificación automática estacional:

Se ha realizado una clasificación en cuatro estaciones del año mediante análisis de conglomerados de los valores mensuales de las seis variables termodinámicas citadas. Se han obtenido dos estaciones que tienen características de verano y de invierno y otras dos con características termodinámicas bastante diferentes y que han sido llamadas transición 2 y

transición 4. Destaca transición 2 como la época de vientos zonales más intensos y vientos meridianos muy flojos. En cambio, transición 4 tiene como característica vientos meridianos (de componente norte) significativos, tropopausas más bajas y temperaturas en 50 hPa similares en promedio a las de la estación invernal.

Utilizando esta clasificación estacional y obteniendo ajustes con modelos lineales se obtiene:

En general, los resultados mejoran de manera notable en invierno y en las dos estaciones de transición respecto a la clasificación tradicional en EFM, AMJ y OND. Únicamente en verano, el porcentaje de variabilidad explicada del TOC mediante los modelos presenta pocas variaciones o retrocede ligeramente.

La importancia de las variables termodinámicas utilizadas es similar a los modelos anteriores pero existen variaciones en los coeficientes que dan cuanta de la importancia de cada factor según la época del año. En este aspecto destacan las variaciones del coeficiente de la variable temperatura a 50 hPa que parece alcanzar sus valores mayores en la época transición 2, similares o mayores que los encontrados en Steinbrech (2004) alrededor de 10 UD/grado. En el verano los valores son los más pequeños y suelen ser más pequeños contra menor latitud. Comparando los coeficientes de las series TOMS N7 y Brewer para Madrid y Murcia se aprecia que el coeficiente de la temperatura a 50 hPa es menor, indicando que la relación entre el gradiente de temperatura a este nivel y la cantidad de ozono cambia con el tiempo. La serie de Murcia de Brewer 1996-2008 tiende a simplificar sus modelos.

El resultado final es la clasificación de cada año según el número de meses que tiene cada una de las estaciones definidas según criterios “termodinámicos”. Se clasifican en dos tipos: 1 y 2. El

tipo 1 se caracteriza entre otras cosas por tener inviernos largos: 4.8 meses en promedio. El tipo 2 se caracteriza por los inviernos cortos: 2.5 meses en promedio. El intervalo de tiempo 1978-1993 tiene predominio de años de inviernos largos 11 de 16 y el intervalo de tiempo 1994-2008 tiene predominio de años de inviernos cortos con 9 de 15. Por ello, cuando comparamos las series TOMS N7 y Brewer estamos comparando periodos en los cuales, en promedio, la circulación general y los patrones atmosféricos sobre la Península Ibérica representados por las seis variables termodinámicas citadas fueron diferentes.

Los modelos para cada tipo de año muestran en general mejoras en los estadísticos sobre los modelos que agrupan a ambos tipos de años. En año 1 todos mejoran ligeramente el R-cuadrado ajustado excepto Brewer Madrid en la que la mejora alcanza un 9% llegando a explicar el 84,1% de la serie en este tipo de años. En el año 2, los R-cuadrado ajustados de las series Brewer mejoran sobre todo en Lisboa y Arenosillo alrededor de un 3.5%. Med5 sites mejora un 2.5% hasta explicar un 80.1% de la variabilidad anual del TOC de esta pseudoserie. En cambio las dos series Brewer empeoran alrededor de un 3% quedando en valores de explicación de la varianza del TOC a partir de sus respectivos modelos en 72,2 y 68.8%. Los errores estimados del modelo son menores en el conjunto de los años tipo 2 que en los años tipo 1 o en el juego completo de años sin clasificar. Podemos concluir que el periodo 1978-1993 está sensiblemente mejor representado utilizando esta clasificación. A partir de 1993, la clasificación es más compleja. Vemos que los estadísticos son mejores en los años tipo 1 para las series Brewer, siendo inferiores en los años tipo 2. Como estos años predominan entre 1994-2008, y además, la serie de Madrid no tiene los años 2003 y 2004 que son del tipo 1 hay un claro predominio de años tipo 2 en ambas series. Sin embargo, el ajuste es peor por lo que además del tipo de año,

con posterioridad a 1993 se han producido cambios no identificados en este trabajo que hacen que se debiliten las relaciones estadísticas con las variables termodinámicas que funcionaban mejor en los años 1978-1993. En el grupo 2, el modelo ajustado puede explicar el 81,3% de la serie Madrid N7 y el 82,0% de la serie Lisboa N7 para este tipo de años.

Las relaciones lineales de los años tipo 1 incluyen la OLR, t50, TPP y u200 (componente zonal) en todas. La componente meridiana v200 no aparece en Lisboa ni en Arenosillo, ni en Brewer Madrid de manera análoga a cuando considerábamos todos los años sin discriminar en tipos. No aparece en ninguna relación la t200. Los coeficientes de t50 son ligeramente inferiores en el tipo 1 que en las relaciones generales sin discriminar tipo de años en las series N7 y sin embargo aumentan unas pocas décimas en las series Brewer. En cambio en los años tipo 2, los coeficientes de t50 en la serie N7 son ligeramente superiores a los de los años sin discriminar oscilando entre los 8,5 UD/grado de Arenosillo hasta los 7,5 de Lisboa. Los coeficientes de la serie Brewer en este caso son más pequeños que en el tipo 1 con valores de 4.5 y 4.4 UD/grado para Madrid y Murcia. Los coeficientes de TPP son ligeramente superiores en el tipo 1.

En las relaciones lineales del tipo 2 para la serie N7 el cambio principal es la desaparición de la dependencia con el viento a 200 hPa en Murcia y Arenosillo. Se mantiene la dependencia con el viento zonal en Madrid, Lisboa y Mont Louis si bien se pierde la dependencia con el viento meridiano a 200 hPa en las dos primeras. Las dos series Brewer presentan menos cambios del tipo 1 al tipo 2. Lo más relevante es que Murcia tiene dependencia del viento meridiano en el tipo

1 pero no en el 2 y que el coeficiente de viento zonal a 200 hPa es bastante mayor en Madrid para el tipo 2.

En lo relativo a las técnicas de desestacionalización de series de TOC:

Se han explorado nuevas técnicas de desestacionalización de series utilizando Algoritmos de Programación Evolutiva y se ha encontrado la importancia de aplicar la técnica de desestacionalización de series también a las series de variables termodinámicas y dinámicas utilizadas para alimentar los modelos de predicción del TOC, especialmente en el caso de la utilización de redes neuronales.

Finalmente, en la comparación de los diferentes modelos de predicción del TOC, con especial atención en el empleo de Redes Neuronales:

Se utiliza un método de desestacionalización consistente en ajustar la señal del TOC a una función senoidal de 8 componentes mediante el paradigma de Programación Evolutiva (EP).

Se han comparado el rendimiento de una batería de modelos que consideramos clásico cuya lista es la siguiente: caminata aleatoria, modelo multivariante con propagación inversa para seleccionar solo las variables representativas, modelo multilineal con las mismas características que el anterior pero con tendencia incluida, ARIMA simple con constante seleccionando el número óptimo de pasos de autoregresión y de media móvil, ARIMA con regresores seleccionados de las variables meteorológicas. Por otra parte evaluamos el modelo de red neuronal. Este se aplica a dos conjuntos de variables, uno corto (NN5) que comprende TPP, t50, u200, v200 y OLR y el otro largo (NN11) que añade la t200, los índices QBO, NAO y MEI, el viento a 50 hPa en Singapur y la actividad solar.

El periodo de entrenamiento, en general, ha comprendido desde noviembre de 1978 hasta abril de 1990 ambos incluidos excepto en. El periodo de verificación comprendía 36 meses desde mayo de 1990 hasta abril de 1993.

Los parámetros para evaluar los modelos fueron la raíz del error cuadrado medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el porcentaje de error absoluto medio (MAPE), el error medio (ME) y el porcentaje de error medio (MPE). Los parámetros absolutos se expresan en Unidades Dobson y los relativos en porcentaje.

Finalmente se evaluaron los modelos utilizando variables desestacionalizadas. En este caso, los modelos ARIMA perdían su componente autoregresiva, quedando solo los términos de media móvil.

El resultado del mejor modelo clásico depende poco del uso o no uso de la desestacionalización en los datos. Esto se debe principalmente a que los mejores resultados se obtienen generalmente con modelos ARIMA, que como comentamos antes, ajusta los términos autoregresivos según la circunstancia como comentamos en un párrafo anterior. Llegando al detalle, se puede considerar que los ARIMA se comportan mejor cuando utilizan series NO desestacionalizadas por su propia capacidad de modelizar ese tipo de señal. El comportamiento de los modelos es bastante parecido en todas las series.

Las redes neuronales no mejoran los resultados de los modelos ARIMA cuando los datos no están desestacionalizados. En cambio, al aplicar dicho proceso, la red neuronal de 5 (NN5) mejora el rendimiento de los mejores modelos clásicos y la red neuronal de 11 variables (NN11) aún mejora más los resultados. La mejora de NN11 sobre NN5 pone de manifiesto la

importancia de la utilización de los índices relacionados con el clima como la QBO, NAO y MEI, además de la actividad solar.

Los resultados de las dos redes neuronales son competitivos frente a los modelos clásicos cuando se aplica la desestacionalización a los datos de TOC. Un resultado que abre posibilidades nuevas a la modelización del TOC es que los resultados de las redes neuronales mejoran significativamente cuando también desestacionalizamos las series meteorológicas. Este hecho tiene su lógica ya que la temperatura, el viento y la OLR siguen un ciclo anual (sobre todo las dos primeras). El hecho de utilizar un modelo filtrado estacionalmente en los datos de salida y también en las variables meteorológicas captura mejor la variabilidad “extra estacional” del TOC sobre la Península Ibérica.

En lo que respecta a la variabilidad espacial sobre dicha Península, se observan pocas diferencias en el rendimiento de los modelos sobre las seis series. Todos los resultados son de buena calidad incluyendo los de Mont Louis con mayor rango dinámico de datos, mayor influencia de factores dinámicos y mayor posibilidad de ampliación de los errores. A destacar que el mejor indicador RMSE obtenido ha sido para la NN11 con datos TOC y variables meteorológicas desestacionalizadas para la serie combinada de los cinco emplazamientos. Ello abre buenas posibilidades de utilización de estos modelos en promedios espaciales de TOC obtenidos por satélite.

Se puede apreciar que la red neuronal proporciona un ajuste de calidad capturando los valores mínimos de noviembre 1992 (mes 30 del juego de datos) y este comportamiento es consistente en las predicciones de las seis series, incluyendo la serie promedio. Este hecho refuerza las

posibilidades de utilizar redes neuronales como herramientas de predicción de los promedios mensuales de TOC de promedios espaciales sobre zonas tales como la Península Ibérica.

9.6 FUTURAS LINEAS DE INVESTIGACION

Se proponen como futuras líneas de investigación a partir de este trabajo las siguientes:

Clasificación automática de días despejados, nubosos, muy nubosos y con aerosoles en Murcia y en otros observatorios que cuenten con observaciones de Brewer, series de TOC procedentes de instrumentos de satélite y datos de radiación solar.

Aplicación de las funciones kernel a otras series de TOC de Brewer de la península Iberia. Pruebas sobre series compuestas que representen la variabilidad del ozono sobre la Península Iberica y que permitan mostrar la evolución del TOC y de su variabilidad en los últimos 30 años.

Aplicación de los modelos de redes neuronales a más series de datos. Utilización de dichos modelos como predictores en series fuera de la Península Iberica.

Estudios comparativos sobre los factores dinámicos en las series de observatorios tropicales o subtropicales como Izaña y en observatorios de centroeuropa para poner de manifiesto posibles diferencias en cuanto al peso de los diferentes elementos dinámicos y termodinámicos en la evolución del TOC. El estudio del TOC en latitudes bajas y sus evolución puede llevar a comprender mejor los valores de los regímenes tropicales y su evolución. Pueden asimismo determinar un conocimiento más perfeccionado para medir el impacto de futuras erupciones volcánicas importantes de alguno de los volcanes presentes en la cintura tropical de la Tierra.

9.7 PUBLICACIONES EN REVISTA

[R1] Gutierrez, E, E. Hernandez, **J.L. Camacho**, A. Labajo. "Análisis of UVB Values on the Centre of the Iberian Peninsula". Atmospheric Research 84 (June 2007) 345–352

[R2] **J.L. Camacho**, M. Antón, D. Loyola y E. Hernández "Influence of turbidity and clouds on satellite total ozone data over Madrid (Spain)" Ann. Geophys., 28, 1441–1448, 2010

[R3] S. Salcedo-Sanz, **J.L. Camacho**, Á.M. Pérez-Bellido, E. Hernández-Martín Novel deseasonalizing models for improving the prediction of total ozone in column using evolutionary programming and neuralnetworks. Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics. Volume 72, Issue 18, December 2010, Pages 1333–1340

[R4] S. Salcedo-Sanz, **J.L. Camacho**, Á.M. Pérez-Bellido, E.G. Ortiz-Garcia], A. Portilla-Figueras], E. Hernández-Martín. Improving the prediction of average total ozone in column over the Iberian Peninsula using neuralnetworks banks Neurocomputing. Volume 74, Issue 9, April 2011, Pages 1492–1496

9.8 PUBLICACIONES EN CONGRESO INTERNACIONALES

[CI1] **J.L. Camacho.**, E. Hernández, E. Gutiérrez-Marco, A. Labajo- "Analysis of UVB Values in Iberian Peninsula". EGU General Assembly, 24-29 April 2005. Vienna.(2005,a)

[CI2] **J.L. Camacho.** 2005. "*Analysis of 25 years (TOMS+Brewer) Total Ozone Data over the Iberian Peninsula*". The Ninth Biennial WMO Consultation on Brewer Ozone and UV Spectrophotometer Operation, Calibration and Data Reporting. Delft, The Netherlands, 31 May to 3 June, 2005. GAW Report No. 175. (2005,b)

[CI3] Gil, M, C. Parrondo, M. Navarro, E. Cuevas, A. Redondas, **J.L.Camacho**, A.Labajo, D.S..Balis, C.S..Zerefos. "Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter ".Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium. Kos(Greece) June 2004.

[CI4] Gómez, I., A. Labajo y **J.L. Camacho**. 2004 "*Análisis of stratospheric ozone over Iberian Peninsula*". EGU Assembly. Viena April 2004.

9.9 PUBLICACIONES EN CONGRESOS NACIONALES

[CN1] **J.L. Camacho**, E. Hernández, E. Gutiérrez y A. Labajo. "Análisis de la radiación ultravioleta sobre Madrid". XXX Reunión Bienal de Física. Ourense. Septiembre 2005. (2005,c)

REFERENCIAS

- Acosta; R. and W. F. J. Evans, Design of the Mexico City UV monitoring network: UV-B measurements at ground level in the urban environment, *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**, 5017–5026.
- Allen, G , P. May, D. Brunner, G. Vaughan, N. Harris, M. Zhu . *Observations of a deep tropopause fold over Darwin during ACTIVE and SCOUT-O3 - Implications for the TTL and local meteorology*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 07839, 2007
- Armstrong, B.K, 1994: *Stratospheric ozone and health*. *Int. J. Epidemiol.*, **23**, 873-885.
- Anderson, J., J. M. Russell, S. Solomon, and L. Deaver (2000), HALOE confirmation of stratospheric chlorine decreases in accordance with the Montreal Protocol, *J. Geophys. Res.*, 105, 4483–4490.
- Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic, San Diego, Calif., 1987.
- Antón, M., A.Serrano, M.L.Cancillo y J.A.García. “Relación transmisividad UV-Ozono durante días despejados en Badajoz (España) “. Comunicación Oral. XXVIII Jornadas científicas de la Asociación Meteorológica Española. Badajoz, Febrero de 2004.
- Antón, M., Loyola, D., Navascúes, B., and Valks, P.: Comparison of GOME total ozone data with ground data from the Spanish Brewer spectroradiometers, *Ann. Geophys.*, 26, 401–412, 2008.
- Antón, M., D. Loyola, M. López, J.M. Vilaplana, M. Bañón, W. Zimmer, and A. Serrano (2009a), Comparison of GOME-2/MetOp total ozone data with Brewer spectroradiometer data over the Iberian Peninsula, *Ann. Geophys.*, 27, 1377–1386.

- Antón, M. López, J. M. Vilaplana, M. Kroon, R. McPeters, M. Bañón, and A. Serrano (2009b), Validation of OMI-TOMS and OMI-DOAS total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian peninsula, *J. Geophys. Res.*, 114, D14307, doi:10.1029/2009JD012003.
- Añel, J. A., J. C. Antuña, L. de la Torre, R. Nieto, and L. Gimeno (2007), Global statistics of multiple tropopauses from the IGR database, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06709, doi:10.1029/2006GL029224.
- Appenzeller, C., A. K. Weiss and J. Staehelin (2000) "North Atlantic Oscillation modulates Total Ozone Winter Trends" *Geophysical Research Letters*, Vol. 27, no. 8, pages 1131-1134, April
- Bäck, -T. and H. P. Schwefel, "An overview of evolutionary algorithms for parameter optimization", *Evol. Comput.*, vol. 1, no. 1, pp. 1-23, 1993.
- Bais A. F., C. S. Zerefos, C. Meleti, I. C. Ziomas and K. Tourpali, Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂, and clouds, *J. Geophys. Res.*, 98, 5199-5204, 1993.
- Bais A. F., Absolute spectral measurements of the direct solar ultraviolet irradiance using a Brewer spectrophotometer, *Appl. Opt.*, 36, 5199-5204, 1997
- Bais, A.F., Kazadzis, S., Balis, D., Zerefos, C.S. and Blumthaler, M. 1998 "Correcting global solar ultraviolet spectra recorded by a Brewer spectroradiometer for its angular response error", *Applied Optics*, vol. 37, no.27, pp.6339-6344.
- Balis, D., J. C. Lambert, M. van Roozendaal, R. Spurr, D. Loyola, Y. Livschitz, P. Valks, V. Amiridis, P. Gerard, J. Granville, and C. Zehner, "Ten years of GOME/ERS2 total ozone data: the new GOME Data Processor (GDP) Version 4: II. Groundbased validation and comparisons with TOMS V7/V8", *J. Geophys. Res.*, vol. 112, D07307, doi:10.1029/2005JD006376, 2007.

- Bernhard, G., C. R. Booth and J. C. Eshamjian, Version 2 data of the National Science Foundation's Ultraviolet Radiation Monitoring Network: South Pole, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2004, **109**, D21207.
- Beyer H.G. and J. P. Schwefel, "Evolution strategies: a comprehensive introduction", *Natural Computing*, vol. 1, pp. 3-52, 2002.
- Bishop, C.M. *Neural networks for pattern recognition*, Oxford University Press, 1995.
- Bonasoni, P., P. Cristofanelli, F. Calzolari, U. Bonaf, F. Evangelisti, A. Stohl, S. Zauli Sajani, R. van Dingenen, T. Colombo and Y. Balkanski. "Aerosol-ozone correlations during dust transport episodes" *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1201–1215, 2004
- Box. G.E.P, M.E. Muller and G.M. Jenkins (1976). *Time Series Analysis Forecasting and Control*, 2nd ed. Holden Day; San Francisco.
- Box, G.E.P., G.M. Jenkins, and C. Reinsel, 1994: *Time Series Analysis, Forecasting and Control*, Prentice Hall, 456 pp
- Brewer, A. W., Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapour distribution in the stratosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 351–363, 1949.
- Brewer, A.W. *A Replacement for the Dobson Spectrophotometer?*, *Pure Appl. Geophys.*, 106.919-927, 1973.
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, C. Schmutz, H. Wanner, J. Staehelin "Variability of total ozone at Arosa, Switzerland, since 1931 related to atmospheric circulation indices" *Geophysical Research Letters*. Vol. 27, No. 15, pages 2213-2216, August 1, 2000
- Brönnimann, S., and L.L. Hood, Frequency of low-ozone events over northwestern Europe in 1952-1963 and 1990-2000, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (21), 2118, doi: 10.1029/2003GL018431, 2003.

- Brühl, C., P.J. Crutzen, and J.U. Groöß, High-latitude, summertime NO_x activation and seasonal ozone decline in the lower stratosphere: Model calculations based on observations by HALOE on UARS, *J. Geophys. Res.*, 103 (D3), 3587-3597, 1998.
- Brunner, D., J. Staehelin, J. A. Maeder, I. Wohltman, and G. E. Bodeker. "Variability and trends in total and vertically resolved stratospheric ozone". *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 6, 6317–6368, 2006
- Cachorro, V. E., R. Vergaz*, A. M. de Frutos, J. M. Vilaplana, D. Henriques, N. Laulainen, and C. Toledano. "Study of desert dust events over the southwestern Iberian Peninsula in year 2000: two case studies" *Ann. Geophys.*, 24, 1493–1510, 2006
- Calbó, J., D. Pagès, and J.-A. González (2005), *Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review*, *Rev. Geophys.*, 43, RG2002, doi: 10.1029/2004RG000155.
- Camacho, J.L., I. Gómez, A. Labajo, A. Fernández . 2004. "Análisis del total de ozono en columna sobre la Península Ibérica en el periodo 1978-2002". Nota Técnica nº 2. Área de Proyectos de la Subdirección General de Climatología y Aplicaciones. INM.
- Camacho, J.L., E. Hernández, E. Gutiérrez-Marco, A. Labajo "Analysis of UVB Values in Iberian Peninsula". EGU General Assembly, 24-29 April 2005. Vienna.(2005,a)
- Camacho, J.L. 2005. "Analysis of 25 years (TOMS+Brewer) Total Ozone Data over the Iberian Peninsula". The Ninth Biennial WMO Consultation on Brewer Ozone and UV Spectrophotometer Operation, Calibration and Data Reporting. Delft, The Netherlands, 31 May to 3 June, 2005. GAW Report No. 175. (2005,b)
- Camacho, J.L., E. Hernández, E. Gutiérrez y A. Labajo. "Análisis de la radiación ultravioleta sobre Madrid". XXX Reunión Bienal de Física. Ourense. Septiembre 2005. (2005,c)
- Camacho, J.L., M. Antón, D. Loyola y E. Hernández "Influence of turbidity and clouds on satellite total ozone data over Madrid (Spain)" *Ann. Geophys.*, 28, 1441–1448, 2010

- Carreño, V; A. Redondas y E. Cuevas. 2002. Índice UV para la población España. Instituto Nacional de Meteorología.
- Castanedo-Cázares, J.P; V. Lepe, A. Gordillo-Moscoso; B.Moncada. 2003. Dosis de radiación ultravioleta en escolares mexicanos Salud pública Méx vol.45 no.6 Cuernavaca Nov./Dec. 2003
- CIE.(1987) Technical report 17.4. Commission International de l'Eclairage
- Chapman, S., On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere, *Philos. Mag.*, 10, 369–383, 1930.
- Chattopadhyay, S. and G. Bandyopadhyay, "Artificial neural network with backpropagation learning to predict mean monthly total ozone in Arosa, Switzerland," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 28, no. 20, pp. 4471- 4482, 2007.
- Chubachi, S. 1985: *Special ozone observations at Syowa Station, Antarctica, from February 1982 to January 1983*. Atmospheric Ozone, C.S. Zerefos and A.Ghazi, Eds. Reidel Publishing, 285-289.
- Chubarova, N. YE, YE.I. Nezval. " *Thirty year variability of UV irradiance in Moscow*". Journal of Geophysical Research. 105. NO.D4. 12529-12539, May 2000.
- Chubarova, N.E.,2002. "Monitoring of Biologically Active UV Radiation in the Moscow Region". *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, Vol. 38, No. 3, 2002, pp. 312–322. Translated from *Izvestiya AN. Fizika Atmosfery i Okeana*, Vol. 38, No. 3, 2002, pp. 354–365.
- Chubarova, N.YE, Y. I. Nezval, J. Verdebout, N. Krotkov and J. Herman, Long-term UV irradiance changes over Moscow and comparisons with UV estimates from TOMS and METEOSAT, in *Ultraviolet Ground- and Space-based Measurements, Models, and Effects V*, ed. G. Bernhard, J. R. Slusser, J. R. Herman and W. Gao, SPIE, San Diego, USA, 2005, vol. 5886, pp. 63–73.

- Cornu, A., Observation de la limite ultraviolette du spectre solaire a` diverses altitudes, *C. R. Hebd. Seances Acad. Sci.*,89, 808, 1879.
- Christenson, L.J., T. A. Borrowman, C. M. Vachon, M. M. Tollefson, C. C. Otley, A. L. Weaver and R. K. Roenigk, Incidence of basal cell and squamous cell carcinomas in a population younger than 40 years, *J. Am. Med. Assoc.*, 2005, **294**, 681–690.
- Chubachi, S. 1985: *Special ozone observations at Syowa Station, Antarctica, from February 1982 to January 1983*. Atmospheric Ozone,C.S. Zerefos and A.Ghazi, Eds. Reidel Publishing, 285-289.
- Crutzen, P. J., The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96, 320–327,1970.
- Crutzen, P. J., Ozone production rates in an oxygen-hydrogennitrogen oxide atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 76, 7311–7327, 1971.
- Crutzen, P. J., Estimates of possible future ozone reductions from continued use of fluoro-chloro-methanes (CF₂Cl₂, CFCI₃), *Geophys. Res. Lett.*, 1, 205–208, 1974.
- Crutzen, P.J. and F. Arnold, Nitric-acid cloud formation in the cold Antarctic stratosphere: A major cause for the springtime ozone hole. *Nature*. **324**: 651-655. 1986.
- Cuevas, E., M. Gil, L. Alonso, J. Rodriguez y F. Real (1995): "The Continental Effect on Total Ozone Distribution". *International Conference on Ozone in the lower Stratosphere*. Book of Abstracts, Ed. C. Zerefos, pp 17-18, Halkidiki (Grecia)
- Cuevas, E., M. Gil, J. Rodriguez, M. Navarro and K.P. Hoinka (2001). *Sea-land total ozone differences from TOMS: the GHOST effect*. *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, D21, pp. 27745-2775.
- Dave, J. V., Effects of aerosols on the estimation of total ozone in an atmospheric column from the measurements of its ultraviolet adiance, *J. Atmos. Sci.*, 35, 899-911, 1978.

- De Backer, H., E. DE MUR. *Intercomparison of Total Ozone Data Measured with Dobson and Brewer Ozone Spectrophotometers at Uccle (Belgium) from January 1984 to March 1991, Including Zenith Sky Observations*, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,711-20,719, 1991.
- De Backer, H., A. Cheymol, R. Lemoine, A. Delcloo: 2004. "Spectral UV Observations at the Royal Meteorological Institute in Uccle (Belgium)". Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium. Kos(Greece) June 2004.
- Degünther, M., R. Meerkötter, A. Albold and G. Seckmeyer, Case study on the influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance, *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25**, 3587–3590.
- De Vries, E., M. Louwman, M. Bastiaens, F. de Gruijl and J. Coebergh, Rapid and continuous increases in incidence rates of basal cell carcinoma in the southeast Netherlands since 1973, *J. Invest. Dermatol.*, 2004, **123**, 634–638.
- De Vries, E., L. V. van de Poll-Franse, W. J. Louwman, F. R. de Gruijl and J. W. W. Coebergh, Prediction of skin cancer incidence in the Netherlands up to 2015, *Br. J. Dermatol.*, 2005, **152**, 481–488.
- Diffey, B.L. 1991. Solar ultraviolet radiation effects on biological systems. *Physics in Medicine and Biology*. 36(3). 299-328.
- Diffey, B.L. 2004 (a). Climate change, ozone depletion and the impact on ultraviolet exposure of human skin *Phys. Med. Biol.* **49** R1-R11 doi:10.1088/0031-9155/49/1/R01
- Diffey, B.L. (b) The future incidence of cutaneous melanoma within the UK, *Br. J. Dermatol.*, 2004, **151**, 868–872.
- Dobson, G. M. B., Observations of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, *Proc. R. Soc. London, Ser. A.*, 129, 411, 1930.

- Dhomse, S., M. Weber, I. Wohltmann, M. Rex, and J.P. Burrows, On the possible causes of recent increases in NH total ozone from a statistical analysis of satellite data from 1979 to 2003, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1165-1180, 2006.
- Durre, I., R. S. Vose, and D. B. Wuertz (2006), Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive, *J. Clim.*, 19, 53–68, doi:10.1175/JCLI3594.1.
- European Spatial Agency: GOME Global Ozone Monitoring Experiment Users Manual, ESA, SP-1182, 1995.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin, Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 315, 207–210, 1985.
- Fioletov, V. E., G. Bodeker, J. Kerr, A. J. Miller, R. D. McPeters, and R. Stolarski, 2002: Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964–2000. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4647, doi:10.1029/2001JD001350.
- Fioletov, V.E., and T.G. Shepherd, Summertime total ozone variations over middle and polar latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L04807, doi: 10.1029/- 2004GL022080, 2005.
- Fogel, D.B. An introduction to simulated evolution" *IEEE Trans. Neural Networks*, vol. 5, pp. 3-14, 1994.
- Frith, S, R.Stolarski y P.K. Barthia. *Implication of Version 8 TOMS and SBUV Data for Long-Term Trend Analysis*. XX Quadriennial Ozone Symposium. Kos. 2004.
- Fusco, A.C., and M.L. Salby, Interannual variations of total ozone and their relationship to variations of planetary wave activity, *J. Clim.*, 12 (6), 1619- 1629, 1999
- Gallagher, K. and M. Sambridge, Genetic algorithms: A powerful tool for large- scale nonlinear optimization problems," *Computers & Geosciences*, vol. 20, no. 7-8, pp. 1229-1236, 1994.
- García, R, J.M. Cisneros, E. Hernández, J.Manzano, J. Díaz: "Time Modeling of Daily UVB Values in Madrid. Spain". *J. Appl. Met.* AMS January 2000.

- Gil, M, C. Parrondo, M. Navarro, E. Cuevas, A. Redondas, J.Camacho, A.Labajo, D.S..Balis, C.S..Zerefos. "Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter ".Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium. Kos(Greece) June 2004.
- Gleason,J., P.K. Barthia, J.R. Herman, R. McPeters, P. Newman, R.S. Stolarski, L. Flynn, G. Labow, D. Larko, C. Seftor, C.Wellemeyer, W.D. Komhyr, A.J. Miller, W. *Planet, Record low global ozone in 1992*, Science 260 (1993) 523–526
- Goldberg, D. *Genetic algorithms in search, optimization and machine learning*, Reading: MA, Addison-Wesley, 1989.
- Gómez, I, A. Labajo. 2004. Análisis preliminar de los ozonosondos de Madrid (1992-2002).Nota técnica nº1 del Area de Proyectos. INM.
- Gómez, I., A. Labajo y J.Camacho. 2004 "Análisis of stratospheric ozone over Iberian Peninsula". EGU Assembly. Viena April 2004.
- Graf, H.-F., I. Kirchner, and J. Perlwitz, Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases, *J. Geophys. Res.*, 103 (D10), 11251-11261, 1998.
- Gutierrez, E, E. Hernandez, J.L.Camacho, A.Labajo. "Análisis of UVB Values on the Centre of the Iberian Peninsula". Atmospheric Research 84 (June 2007) 345–352
- Gutiérrez, E. "Modelo de radiación ultravioleta". Tesis Doctoral. Facultad de Físicas. Universidad Complutense de Madrid. Abril 2008
- Hagan, M.T. and M. B. Menhaj, "Training feed forward network with the Marquardt algorithm," *IEEE Transactions on Neural Networks*, vol. 5, no. 6, pp. 989-993, 1994.
- Herman, J.R., Bhartia, P.K., Ziemke, J., Ahmad, Z. and Larko, D. 1996 :UV-B increases 1979-1992 from decreases in total ozone. *Geophys. Res. Lett.*, 23, pp.2117-2120.
- Hartley, W. N., On the probable absorption of solar radiation by atmospheric ozone, *Chem. News*, 42, 268, 1880.

- Holland, J. Adaptation in natural and artificial systems, MIT press, 1992.
- Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, Stratosphere-troposphere exchange, *Rev. Geophys.*, 33, 403–439, 1995.
- Hood, L. L., and D. Zaff, 1995: Lower stratospheric stationary waves and the longitude dependence of ozone trends in winter. *J. Geophys. Res.*, **100**, 25 791–25 800.
- Hood, L.L., S. Rossi, and M. Beulen, Trends in lower stratospheric zonal winds, Rossby wave breaking behavior, and column ozone at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 104 (D20), 24321-24339, 1999.
- Hood, L. L. and B. E. Soukharev. 2005 "Interannual Variations of Total Ozone at Northern Midlatitudes Correlated with Stratospheric EP Flux and Potential Vorticity" *Journal of the Atmospheric Sciences*. Oct 2005 Vol. 62 pp 3724-3740
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Hu, Y, J. Liu and W. Li, "Resolution of overlapping spectra by curve-fitting," *Analytica Chimica Acta*, vol. 538, pp. 383-389, 2005.
- Hudson, R.D., A.D. Frolov, M.F. Andrade, and M.B. Follette. 2003. "The Total Ozone Field Separated into Meteorological Regimes. Part I: Defining the Regimes". *Journal of Atmospheric Sciences*. Jul 2003. Vol 60. pp 1669-1677.
- Hudson, R.D, M. F. Andrade, M. B. Follette, and A. D. Frolov. 2006. "The total ozone field separated into meteorological regimes – Part II: Northern Hemisphere mid-latitude total ozone trends". *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 5183–5191, 2006
- Hurrell, J.W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation, *Science*, 269 (5224), 676-679, 1995.

- INM. "The first Iberian UV-Visible instruments intercomparison. Final report. 2004". Edited by INM. Ministry of Environment.
- Institute for Atmospheric and Climate Science. Instituto Federal Politécnico de Zurich. Página web Series total de ozono en Arosa: <http://www.iac.ethz.ch/en/research/chemie/tpeter/totozon.html>
- *IPCC/TEAP Special Report: Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System. 2006*
- IPCC, 2007. *Assesment Report of Working Group 1. Technical Summary*
- Johnston, H. S., Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust, *Science*, 173, 517–522, 1971
- IPCC, 2009. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. Chap 2. IPCC AR4 WG1.
- Johnston, H. S., and J. Podolske, Interpretation of stratospheric photochemistry, *Rev. Geophys.*, 16, 491–519, 1978.
- Kalnay, E. al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470, 1996. <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List/>
- Karakaplan, M. \Fitting lorentzian peaks with evolutionary genetic algorithm based on stochastic search procedure," *Analytica Chimica Acta*, vol. 587, pp. 235-239, 2007.
- Karol, I. L., L. P. Klyagina, A. D. Frolov, and A. M. Shalamyansky, 1987: Fields of ozone and temperature within the boundaries of air masses. *Meteor. Gidrol.*, 10, 47–52.
- Kerr, J.B., C.T. McElroy. RA. Olafson. *Measuremenis of Ozone with the BrewerOzone Spectrophotometer*, Proc. Quadrennial Int. Ozone Symp. (J. London, Ed.), Boulder, Colorado, USA, 74-79, 1980.

- Kerr, J.B. and R.A. Olafson, 1981: "Measurements of ozone with the Brewer ozone spectrophotometer". *Proc. Quadenn. Int. Ozone Symp.*, 74-79.
- Kerr, J.B., C.T. McElroy, D.J. Wardle, R.A. Olafson, W.F. Evans. *The Automated Brewer Spectrophotometer*, Atmospheric Ozone, Proc. Quadrennial mt. Ozone Symp. (C.S. Zerefos yA. Ghazi, Eds.), Halkidiki, Grecia, 396-401. 1984.
- Koch, G., H. Wernli, C. Schwierz, J. Staehelin, and T. Peter, A composite study on the structure and formation of ozone miniholes and minihighs over central Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12810, doi: 10.1029/2004GL022062, 2005.
- Koelemeijer, R.B.A., and Stammes P., Effects of clouds on ozone column retrieval from GOME UV measurements. *J. Geophys Res*, 104, 8281–8294, 1999.
- Krzýscin, J.W., J. Jaroslawski, and B. Rajewska-Wiech, Beginning of the ozone recovery over Europe? Analysis of the total ozone data from the groundbased observations, 1964-2004, *Ann. Geophys.*, 23(5), 1685-1695, 2005.
- Kylling, A., 1995: UVSPEC , a program for calculation of diffuse and direct UV and visible fluxes and intensities at any altitude', available by anonymous ftp to [kaja.gi.alaska.edu](ftp://kaja.gi.alaska.edu), cd pub/arve.
- Lamsal, L. N., Weber, M., Labow, G., and Burrows, J. P.: Influence of ozone and temperature climatology on the accuracy of satellite total ozone retrieval, *J. Geophys. Res.*, 112, D02302, doi:10.1029/2005JD006865, 2007.
- Larrañaga, P. and J. A. Lozano, "Estimation of distribution algorithms: A new tool for evolutionary computation", Kluwer Academic Publishers, 2002.
- Lee, C. Y and X. Yao, Evolutionary programming using mutations based on the Levy Probability distribution," *IEEE Trans. Evol. Comput.*, vol. 8, pp. 1-13, 2004.

- Lindfors, A. and L. Vuilleumier, Erythematous UV at Davos (Switzerland), 1926–2003, estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth, *J. Geophys. Res.*, 2005, **110**, D02104.
- Liu, S., S.A. McKeen, S. Madronich, Effect of anthropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation, *Geophys. Res. Lett.* 18 (1991) 2265–2268.
- Liu, X., M.J., Newchurch, R. Loughman, P.K. Bhartia, Errors resulting from assuming opaque Lambertian clouds in TOMS ozone retrieval, *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 85, 337–365, 2004.
- Lorente, J., X. De Cabo, E. Campnay, J.A. González, J. Calbó, J. Badosa., L. Alados-Arboledas., A. Martínez-Lozano, V. Cachorro., A. Labajo., B. De La Morena., A.M. Díaz., M. Pujadas. H. Horvath., A.M. Silva. “Altitude effect on UV Index deduced from the veleta-2002 experimental campaign (Spain)”. 2004.
- Lorente, J., J.A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B.de la Morena, J.P.Díaz, M. Pujadas, H. Horvath, A. Silva, G. Pavese Veleta 2002 field campaign. En: *Geophysical research abstracts - EGU 2004*. p. 12218. Austria. Proceedings. ISSN: 1029-7006. (2005)
- Loyola, D., Thomas W., Livschitz Y., Ruppert T., Albert P., and Loyola, D., Thomas W., Livschitz Y., Ruppert T., Albert P., and Hollmann R.: Cloud Properties Derived from GOME/ERS-2 Backscatter Data for Trace Gas Retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(9), 2747–2758, 2007.
- Ludwig, F.L.and Walter F. Dabberdt. “*Comparison of two practical atmospheric stability classifications schemes in an urban application*”. *Jour. Appl. Meteor.* Nov 1976. 15. 1172-1176.
- Madronich S. 1993, “UV radiation in the natural and perturbed atmosphere, in: M. Tevini (Ed.), *Environmental Effects of UV (Ultraviolet) Radiation*, Lewis, Boca Raton, FL, 1993, pp. 17–6.

- Madronich , S, R.L. McKenzie , L.O. Bjořrn , M.M. Caldwell. 1998 “*Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth’s surface*”.*Journal of Photochemistry and Photobiology: Biology* 46 (1998) 5–19
- Martínez-Lozano,J.M., María J. Marín· Fernando Tena, María P. Utrillas, Luis Sánchez-Muniosguren, Carlos González-Frías, Emilio Cuevas, Alberto Redondas, Jerónimo Lorente, Xavier de Cabo, Victoria Cachorro, Ricardo Vergaz, Angel de Frutos, Juan P. Díaz, Francisco J. Expósito, Benito de la Morena, José M. Vilaplana. “*UV Index Experimental Values During the Years 2000 and 2001 from the Spanish Broadband UV-B Radiometric Network*”. *BioOne*.Online Journal. Photochemistry and Photobiology Volumen 76 Issue2. pp. 181–187
- Makrikiadis,S., S.C. Wheelwright, and V.C. Mcgee. 1983. *Forecasting: Methods and Applications*. 2nd Ed, Wiley and Sons, 453 pp.
- Mayer, B.and A. Kylling “Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 5, 1319–1381, 2005.
- McDermid, I., Cancer incidence projections Australia 2002 to 2011, Australian Institute of Health and Welfare, Australasian Association of Cancer Registries and the National Cancer Strategies Group, Report No. 30, Canberra, Australia, August 2005, p. 166.
- McElroy, M. B., R. J. Salawitch, S. C. Wofsy, and J. A. Logan, Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine, *Nature*, 321, 759–762, 1986.
- McKenzie,R.L., K. J. Paulin, G. E. Bodeker, J. B. Liley and A. P. Sturman, Cloud cover measured by satellite and from the ground: relationship to UV radiation at the surface, *Int. J. Remote Sens.*, 1998, **19**, 2969–2985.
- McKenzie, R.L., K. J. Paulin and S. Madronich, Effects of snow cover on UV irradiance and surface albedo: A case study, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**, 28785–28792

- McKenzie, R.L., Lars Olof Björn, Alkiviadis Bais and Mohammad Ilyas. *Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface Photochem. Photobiol. Sci.*, 2003, **2**, 5–15.
- McKenzie, R.L., G. E. Bodeker, P. V. Johnston and M. Kotkamp, Long term changes in summertime UV radiation in New Zealand in response to ozone change, in *Proceedings of the XX Quadrennial Ozone Symposium*, ed. C. S. Zerefos, International Ozone Commission, Kos, Greece, 2004, vol. 1, pp. 257–258.
- McKinley, A.F. and B.L. Diffey, 1987: "A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin". *CIE J.*, **6**, 17-22
- McKinlay, A.F. and B.L. Diffey ("A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin, in *Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations*", pp. 83-87, Elsevier, Amsterdam, 1987):
- McPeters, R. D., and G. J. Labow, An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS version 7 ozone data by comparison with the Dobson network, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3695–3698, 1996a.
- McPeters, R.D., P. K. Bhartia, Arlin J. Krueger, Jay R. Herman, Barry M. Schlesinger, Charles G. Wellemeyer, Colin J. Seftor, Glen Jaross, Steven L. Taylor, Tom Swissler, Omar Torres, Gordon Labow, William Byerly, and Richard P. Cebula. " *Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Data Products User's Guide*". NASA Reference Publication 1996b.
- McPeters, R., P.K. Bhartia, A. Krueger, J. Herman, C. Wellemeyer, C. Seftor, G. Jaross, O. Torres, L. Moy, G. Labow, W. Byerly, S. Taylor, T. Swissler, and R. Cebula. 1998 "Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Product User's Guide" NASA/TP—1998–206895
- McPeters, R., M. Kroon, G. Labow, E. Brinksma, D. Balis, I. Petropavlovskikh, J. P. Veefkind, P. K. Bhartia, and P. F. Levelt, "Validation of the Aura Ozone Monitoring

- Instrument total column ozone product”, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, D15S14, doi:10.1029/2007JD008802, 2008.
- Meltzer, R.S., Wilson, A., Kohn, B. and Rives, J.E. 2000: Temperature dependence of the spectral response for the MKIV Brewers in the UGA/USEPA network, *6th Brewer Workshop*, Tokyo, Japan, 10-12th July 2000.
 - Mims III, F.M. Biological effects of diminished UV and visible sunlight caused by severe air pollution, in: W.L. Smith, K. Stamnes (Eds.), *IRS '96: Current Problems in Atmospheric Radiation*, Proc. Int. Radiation Symp., Fairbanks, AK, 19–24 August, 1996, Deepak Publishing, Hampton, VA, 1997, pp. 905–908.
 - Molina, M. J., and F. S. Rowland, Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone, *Nature*, 249, 820–812, 1974
 - Monge-Sanz, B.M. and N. J. Medrano-Marqués, “Total ozone time series analysis: a neural network model approach,” *Non-linear Processes in Geophysics*, vol. 11, pp. 683-689, 2004.
 - Monks, P.S. 2000. “A review of the observations and origins of the spring ozone maximum”. *Atmospheric Environment* 34 (2000) 3545-3561
 - Navarro, M.; Gil, M. y Cuevas, E. (2002). *Comparación de Medidas de Ozono Total Obtenidas con los Instrumentos de Satélite TOMS y GOME*. 3^a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geofísica y Geodesia, Valencia.
 - NASA 2007 “TOMS web page: <http://toms.gsfc.nasa.gov/news/news.html>”
 - NASA 2008 “TOMS algorithm theoretical basis document” web page: http://macuv.gsfc.nasa.gov/doc/v8toms_atbd.pdf
 - Newchurch, M.J., E.-S. Yang, D.M. Cunnold, G.C. Reinsel, J.M. Zawodny, and J.M. Russell III, Evidence for slowdown in stratospheric ozone loss: First stage of ozone recovery, *J. Geophys. Res.*, 108(D16), 4507, doi: 10.1029/2003JD003471, 2003.

- NOAA Earth System Research Laboratory. Web page: <http://www.esrl.noaa.gov/>
- Orsolini, Y.J., and V. Limpasuvan, The North Atlantic Oscillation and the occurrences of ozone miniholes, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (21), 4099-4102, 2001.
- Pearson, K. (1905). *The problem of the Random Walk*. Nature. **72**, 294.
- Peters, D., and G. Entzian, 1996: January ozone anomaly over the North Atlantic–European region: Longitude-dependent decadal change in total ozone during 1979–1992. *Meteor. Z.*, **5**, 41–44.
- Polo-Corpa, M.J., S. Salcedo-Sanz, A. M. Pérez-Bellido, P. López-Espi, R. Benavente and E. Pérez, "Curve fitting using heuristics and bio-inspired optimization algorithms for experimental data processing in chemistry," *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, vol. 96, pp. 34-42, 2009.
- Price, K., R. Storn and J. Lampinen, "Differential Evolution - A Practical Approach to Global Optimization", Springer-Verlag, 2005.
- Randel, W.J. and F.Wu .2006 "A stratospheric ozone profile data set for 1979-2005: variability, trends, and comparisons with column ozone data" *J. Geophys. Res.*, 112, D06313, doi:10.1029/2006JD007339
- Randel, W.J., F.Wu, J.M. Russel III, J.W.Waters and L.Froidevaux. 1995. "Ozone and temperature changes in the stratosphere following the eruption of Mount Pinatubo" *Journal of Geophysical Research*, Vol 100, NO.D8, Pages 16753-16764, August 20, 1995
- Redondas, A., E. Cuevas, and A. Labajo, "Management and QA/QC of the Spanish Brewer spectrophotometer Network", presented at Sixth European Symposium on Stratospheric Ozone, Göteborg, Sweden, 2002.

- Redondas A, C. Guirado, C. Torres, et al., "Second intercomparison campaign of the Regional Brewer Calibration Center-Europe", presented at Quadrennial Ozone Symposium, Eur. Comm., Tromso, Norway, 2008.
- Reid, S.J., A.F. Tuck, and G. Kiladis, On the changing abundance of ozone minima at northern midlatitudes, *J. Geophys. Res.*, 105 (D10), 12169-12180, 2000.
- Reinsel, G.C., A.J. Miller, E.C. Weatherhead, L.E. Flynn, R. Nagatani, G.C. Tiao, and D.J. Wuebbles, Trend analysis of total ozone data for turnaround and dynamical contributions, *J. Geophys. Res.*, 110, D16306, doi: 10.1029/2004JD004662, 2005.
- Rex, M., R. J. Salawitch, P. von der Gathen, N. R. P. Harris, M. Chipperfield, and B. Naujokat, 2004: Arctic ozone loss and climate change. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04116, doi:10.1029/2003GL018844
- Roelofs, G.J., A. S. Kentarchos, T. Trickl, A. Stohl, W. J. Collins, R. A. Crowther, D. Hauglustaine, A. Klonecki, K. S. Law, M. G. Lawrence, R. von Kuhlmann, and M. van Weele. Intercomparison of tropospheric ozone models: Ozone transport in a complex tropopause folding event, *J. Geophys. Res.*, 108(D12), 8529, doi:10.1029/2003JD003462, 2003.
- Rozanov, A., V. Rozanov, M. Buchwitz, A. Kokhanovsky, J.P. Burrows. "SCIATRAN 2.0 – A new radiative transfer model for geophysical applications in the 175–2400 nm spectral region". *Advances in Space Research* 36 (2005) 1015–1019
- Rundel, R. 1986: Computation of Spectral Distribution and Intensity of Solar UV-B Radiation: in 'Stratospheric Ozone Reduction, Solar Ultraviolet Radiation and Plant Life', ed. R.C. Worrest, M.M. Caldwell, Springer-Verlag, Berlin.
- Sabburg, J. and Meltzer, R.S., 2000: Cosine corrections for ultraviolet radiation data from the USEPA/UGA Brewer Network, *Sixth WMO/GAW Brewer Users Group Meeting*, Japan Meteorological Agency (JMA), Tokyo, JAPAN, July 10-12.

- Sabburg, J., Meltzer, R.S. and Rives, J.E., 2000: Corrected Ozone and erythemal ultraviolet radiation data from the USEPA/NUVMC Brewer Network, *Quadrennial Ozone Symposium*, Hokkaido University, Sapporo 2000, 3-8 July, Japan, pp.759-760.
- Salby, M.L., and P.F. Callaghan, Systematic changes of Northern Hemisphere ozone and their relationship to random interannual changes, *J. Clim.*, 17 (23), 4512-4521, 2004.
- S. Salcedo-Sanz, J.L. Camacho, Á.M. Pérez-Bellido, E. Hernández-Martín Novel deseasonalizing models for improving the prediction of total ozone in column using evolutionary programming and neuralnetworks. *Journal of Atmospheric and Solar Terrestrial Physics*. Volume 72, Issue 18, December 2010, Pages 1333–1340
- S. Salcedo-Sanz, J.L. Camacho], Á.M. Pérez-Bellido, E.G. Ortiz-Garcia], A. Portilla-Figueras], E. Hernández-Martín. Improving the prediction of average total ozone in column over the Iberian Peninsula using neuralnetworks banks *Neurocomputing*. Volume 74, Issue 9, April 2011, Pages 1492–1496
- Savastiouk,V. and C.T: McElroy. Brewer Spectrophotometer Total Ozone Measurements Made during the 1998 Middle Atmosphere Nitrogen Trend Assessment (MANTRA) Campaign *ATMOSPHERE-OCEAN* 43 (4) 2005, 315–324. Canadian Meteorological and Oceanographic Society. 2005
- SCI-TEC 1999: Brewer MKIV Spectrophotometer Operators Manual, OM-BA-C231 REV B, August 15, *SCI-TEC Instruments Inc.*
- Scott,D.W:Multivariate Density Estimation. Wiley, 317 pp.1992
- Seckmeyer, G., R.L. McKenzie, Elevated ultraviolet radiation in New Zealand (458S) contrasted with Germany (488N), *Nature* 359 (1992) 135–137.
- Seckmeyer,G., A.Albold, B. Mayer. “*Methods to derive geographical differences of UV irradiances*”. *Solar Ultraviolet Radiation*. C.S.Zerefos, A.F. Bais Eds. NATO ASI Series.Vol 52

- Seckmeyer, G., Thiel, S., Blumthaler, M., Fabian, P., Gerber, S., Guggelming, A., Hader, D.P., Huber, M., Kettner, C., Kohler, U., Kopke, P., Maier, H., Schafer, J., Suppan, P., Tamm, E. and Thomalla, E. 1994. Intercomparison of spectral UV radiation measurement systems. *Applied Optics*, **33** (33), 7805 -7812.
- Seckmeyer et al. (2001) *Instruments to measure solar ultraviolet radiation: Part 1 Spectral instruments* WMO/GAW Report No. 125, World Meteorological Organization, Geneva, 30 pp.
- Shalamyanskiy, A. M., and A. K. Romashkina, 1980: Distribution and variation in the total ozone concentration in various air masses. *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, **16**, 931–937.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, S. Kobayashi. *ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards* ECMWF Newsletter No. 110 – Winter 2006/07 pp 25-35
- Solomon, S., R.R. Garcia, F.S. Rowland, and D.J. Wuebbles. On the depletion of Antarctic ozone. *Nature*. **321**:755-758. 1986.
- Solomon, S. 1999. "Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history". *Reviews of Geophysics*, **37**, 3 / August 1999 pages 275–316
- Staehelin, J., A. Renaud, J. Bader, R. McPeters, P. Viatte, B. Hoegger, V. Bugnion, M. Giroud, and H. Schill, Total ozone series at Arosa (Switzerland): Homogenization and data comparison, *J. Geophys. Res.*, **103**, 5827–5841, 1998a.
- Staehelin, J., R. Kegel, and N. R. P. Harris, Trend analysis of the homogenized total ozone series of Arosa (Switzerland), 1926–1996, *J. Geophys. Res.*, **103**, 8389–8399, 1998b.
- Steinbrecht, W., Claude, H., Kohler, U., and Hoinka, K. P.. 1998. Correlation between tropopause height and total ozone: Implication for long-term trends, *J. Geophys. Res.*, **103**, 19 183–19 192, 1998. 6319.

- Steinbrecht, W., B. Hassler, H. Claude, P. Winkler, and R. S. Stolarski, 2003: Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1421–1438.
- Steinbrecht, W., H. Claude, and P. Winkler, Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect?, *J. Geophys. Res.*, **109**, D14305, doi: 10.1029/2004JD004826, 2004a.
- Stick, C. , K. Kruger, N. H. Schade, H. Sandmann, and A. Macke.. 2006 *Episode of unusual high solar ultraviolet radiation over central Europe due to dynamical reduced total ozone in May 2005*. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 1771–1776, 2006
- Stolarski, R. S., and R. J. Cicerone, Stratospheric chlorine: A possible sink for ozone, *Can. J. Chem.*, **52**, 1610–1615, 1974.
- Terao Y., J. A. Logan (2007), “Consistency of time series and trends of stratospheric ozone as seen by ozonesonde, SAGE II, HALOE, and SBUV(2)”, *J. Geophys. Res.*, **112**, D06310, doi:10.1029/2006JD007667.
- Torres O. and P. K. Bhartia, Impact of tropospheric aerosol absorption on ozone retrieval from backscattered ultraviolet measurements, *J. Geophys. Res.*, **104**, 21569-21577, 1999.
- Turner, D.B., 1964: A diffusion model for an urban area. *J.Appl.Meteo.*,**3**,82-91.
- Udelhofen, P.M., Gies, P., Roy, C., Randel, W.J., 1999: Surface UV radiation over Australia, 1979-1992: Effects of ozone and cloud cover changes on variations of UV radiation, *J. Geophys. Res.*, **104**(D16), pp.19135-19159.
- UNEP/WMO. “*Scientific Assesment of Ozone Depletion: 2002*”.
- UNEP. 2005. *Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: Progress report, 2005*.United Nations Environment Programme, Environmental

- Effects Assessment Panel. www.rsc.org/pps Photochem. Photobiol. Sci., 2006, **5**, 13–24 | 13.
- UNEP/WMO 2007. “*Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*”.
 - University of Colorado at Boulder (2008, April 24). Ozone Hole Recovery May Reshape Southern Hemisphere Climate Change And Amplify Antarctic Warming. *ScienceDaily*. Retrieved January 22, 2009, from <http://www.sciencedaily.com/releases/2008/04/080424113454.htm>
 - Van der Leun, J., X. Tang, and M. Tevini, Environmental effects of ozone depletion: 1994 assessment, *Ambio*, **14**, 138, 1995.
 - Vanicek, K., T. Frei, Z. Litynska, A. Schmalwieser. “UV Index for the public” WG4. Action COST-713 on UV Forecasting. Brussels 2000.
 - Vanicek, K. 2005. “*Comparison of Brewer and recent Satellite Total Ozone Observations at Selected Northern Hemisphere, Mid-high Latitude Stations*”. The Ninth Biennial WMO Consultation on Brewer Ozone and UV Spectrophotometer Operation, Calibration and Data Reporting. Delft, The Netherlands, 31 May to 3 June, 2005. GAW Report No. 175.
 - Varotsos, C.A, G.J. Chronopoulos, S. Katsikis, N.K. Sakellariou, Further evidence of the role of air pollution on solar ultraviolet radiation reaching the ground, *Int. J. Remote Sensing* **16** (1995) 1883–1886.
 - Verdebout, J and J- Grobner. 2004. Satellite-derived UV climatology over Europe: daily doses maps from January 1984 to August 2003. Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium. Kos(Greece) June 2004.
 - Vergaz, R. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos. Caracterización del área del Golfo de Cádiz. Tesis doctoral. Julio de 2001. Universidad de Valladolid.
 - Vogelmann, A.M., T.P. Ackerman, R.P. Turco, Enhancements in biologically effective radiation following volcanic eruptions, *Nature* **359** (1992) 47–49.

- Waugh, D. W., D. B. Considine, and E. L. Fleming (2001), Is upper stratospheric chlorine decreasing as expected?, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1187–1190.
- Weatherhead, E.C & Signe Bech Andersen. The search for signs of recovery of the ozone layer. *Nature*. Vol 441|4 May 2006|doi:10.1038/nature04746
- Webb, A.R., Gardiner, B.G., Martin, T.J., Leszczynski, K., Metzdorf, J. and Mohnen, V.A.1998. *Guidelines for site quality control of UV monitoring*. WMO/GAW Rep. 126, World Meteorological Organization, Geneva, 39 pp.
- Weber, M., S. Dhomse, F. Wittrock, A. Richter, B.-M. Sinnhuber, and J. P. Burrows, 2003: Dynamical control of NH and SH winter/spring total ozone from GOME observations in 1995– 2002. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1583, doi:10.1029/2002GL016799.
- Wellemeyer C.G., P.K. Barthia, S.L. Taylor, W.Qin, Ch. Ahn. *Version 8 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Algorithm*. XX Quadriennial Ozone Symposium. Kos. 2004.
- Wenny, B.N., V. K. Saxena and J. E. Frederick, Aerosol optical depth measurements and their impact on surface levels of ultraviolet-B radiation, *J. Geophys. Res.*, 2001, **106**, 17311–17319.
- Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C.N. Long, E.G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak and A. Tsvetkov, From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface, *Science*, 2005, **308**, 847–850.
- Wilks, D.S., 2006. "Statistical methods in the atmospheric sciences". Second Edition. p. 55. Elsevier.
- Wofsy, S. C., M. B. McElroy, and Y. L. Yung, The chemistry of atmospheric bromine, *Geophys. Res. Lett.*, 2, 215–218, 1975.

- Wolter, K., 1987: The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 540-558
- Wolter, K., and M.S. Timlin, 1993: Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop*, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor.,
- WMO, 1985. *Vienna Convention Atmospheric Ozone 1985*. Three volumes. WMO No. 16.
- WMO, 1988. *International Ozone Trends Panel Report 1988*. Two volumes. WMO No. 18
- WMO 1989. *Scientific Assessment of Stratospheric Ozone: 1989*. Two volumes. WMO No. 20.
- World Meteorological Organization (WMO), Guide to meteorological instruments and methods of observation, 6th ed. WMO Publication #8, Geneva, Switzerland, 1996.
- WMO. "Report of the WMO-WHO. Meeting of Experts on Standardization of UV Indices and their dissemination to the public", Les Diablerets, Switzerland, 21-24 June 1997, World Meteorological Organization, Global Atmosphere Watch, N° 127, 1997.
- WMO, 1999: *Scientific assessment of ozone depletion: 1998*. Global Ozone Research and Monitoring Project, Rep. 44, Geneva, Switzerland, 370 pp
- WMO, 2003: *Scientific assessment of ozone depletion: 2002*. Global Ozone Research and Monitoring Project, Rep. 47, Geneva, Switzerland, 498 pp.
- WMO, 2007 *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*. WMO No. 50.
- Wohltmann, I., Rex, M., Brunner, D., and Mader, J.: *Integrated equivalent latitude as a proxy for dynamical changes in ozone column*, *Geophys. Res. Lett.*, 32(9), L09811, doi:10.1029/2005GL022497, 2005.

- WOUDC Web page. http://www.woudc.org/data_e.html
- Yang K., N.A. Krotkov, P.K. Bhartia, J. Joiner, R. McPeters, A.J. Krueger, A. Vasilkov, S. Taylor, D. Haffner, and E. Chiou, "Satellite Ozone Retrieval with Improved Radiative Cloud Pressure", In Proc. Quadrennial Ozone Symposium, Tromso, Norway, 2008.
- Yao, X.,Y. Liu and G. Lin, "Evolutionary programming made faster," *IEEE Trans. Evol. Comput*, vol. 3, no. 2, pp. 82-102, 1999.
- Yao, X. "Evolving artificial neural networks," *Proceedings of the IEEE*, vol. 87, no. 9, pp. 1423-1447, 1999.
- Zanis, P.,E. Maillard, J. Staehelin, C. Zerefos,E. Kosmidis, K. Tourpali,and I. Wohltmann."On the turnaround of stratospheric ozone trends deduced from the reevaluated Umkehr record of Arosa, Switzerland". *J. Geophys. Res* Vol. 111, D22307, doi:10.1029/2005JD006886, 2006
- Zeng, J., R.L. McKenzie, K. Stamnes, M. Wineland, J. Rosen, Measured UV spectra compared with discrete ordinate method simulations, *J. Geophys. Res.* 99 (1994) 23019–23030.
- Zhou, S., A.J. Miller, J. Wang, and J. Angell, Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (21), 4107-4110, 2001.

LISTA DE ACRONIMOS

AAO	Antartic Oscilation
ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
AEMET	Agencia Estatal de Meteorologia
AES	Atmospheric Environment Service de Canadá
AI	Aerosol Index
AMJ	Abril-Mayo-Junio
AO	Oscilación del Artico
ARIMA	Auto Regressive Integrated Moving Average
ARMA	Auto Regressive Moving Average
CEP	Classical Evolutionary Programming
CEPPM	Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio
CIE	Commission Internationale de l'Éclairage
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
DOAS	Espectroscopia de Absorción Óptica Diferencial
DRR	Dispersión Ramán Rotacional
DS	Medida a sol directo (Brewer)
EA' s	Evolutionary Algorithms
EESC	Equivalent Effective Stratospheric Chlorine
EFM	Enero-Febrero-Marzo
EM	Error medio
EP (algoritmo)	Algoritmo de Programación Evolutiva
EP (Flux)	Flujo de Eliassen-Palm
EP (satellite)	Earth Probe
ERB	Earth Radiation Budget
ERS	European Remote Sensing
ESRL	Earth System Research Laboratory
ETC's	Constantes Extraterrestres (del Brewer)
ETHZ	Eidgenössische Technische Hochschule Zürich
FDP	Funcion de Densidad de Probabilidad
GAW	Global Atmospheric Watch
GDP	GOME Data Processor
GFSC	Goddard Space Flight Centre
GHOST	Global Hidden Ozone Structures from TOMS
GOME	Global Ozone Monitoring Experiment
HCFC	Hidroclorofluocarburos
IFOV	Instantaneous Field-of-View
INTA	Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (España)
IOS	International Ozone Services Inc.
IPCC	Intergovernmental Pannel on Climate Change

Referencias

JAS	Julio-Agosto-Septiembre
JFM	January-February-March
MABE	Mean Absolute Bias Error
MBE	Mean Bias Error
MEI	Multivariate ENSO Index
MLP	Multilayer perceptron
N7	Nimbus 7
NAO	Oscilacion del Atlántico Norte
NASA	National Aeronautics and Space Agency
NCEP	National Centre of Environmental Predictions
NEP	Nubes Estratosféricas Polares
NOAA	National Ocean and Atmosphere Agency
ODS	Sustancias Destructoras de Ozono
OLR	Radiacion saliente de onda larga
OMI	Ozone Monitoring Instrument
OND	Octubre-Noviembre-Diciembre
PEM	Porcentaje de error medio
PSC	Polar Stratosferic Clouds
PV	Vorticidad Potencial
QBO	índice de la Oscilación CuasiBienal
RAF	Radiation Amplification Factor
RMSE	Error cuadrático medio
RSS	Rotational Raman Scattering
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
SBUV	Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer
SZA	Solar Zenith Angle
t50IP	temperatura a 50 hPa promediada sobre Peninsula Iberica
TOC	Total Ozone in Column
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TPP	Tropopausa
u200	componente u del viento a 200 hPa (+ hacia el norte)
UD	Unidades Dobson
UNEP	United Nations Environmental Programme
UV	Radiacion Ultravioleta
UVA	Radiacion Ultravioleta A
UVB	Radiacion Ultravioleta B
UVC	Radiacion Ultravioleta C
v200	componente v del viento a 200 hPa (+ hacia el este)
WMO	World Meteorological Organization
WOUDC	World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre
ZS	Medida zenital (Brewer)