

Anàlisi observacional i modelització de la sensibilitat de la irradiància solar espectral UV a l'espectre solar extraterrestre i a la columna total d'ozó

Yolanda Sola Salvatierra

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

UNIVERSITAT DE BARCELONA

DEPARTAMENT D'ASTRONOMIA I METEOROLOGIA



UNIVERSITAT DE BARCELONA



Anàlisi observacional i modelització de la
sensibilitat de la irradiància solar espectral
UV a l'espectre solar extraterrestre i a la
columna total d'ozó

Memòria presentada per
Yolanda Sola Salvatierra
per optar al grau de
Doctora en Ciències Físiques

Barcelona, novembre 2008

7 Climatologia de la columna d'ozó a Barcelona. Influència sobre la radiació UV

Els objectius del present capítol són desenvolupar una climatologia de la columna total d'ozó sobre Barcelona i estudiar els fenòmens extrems coneguts com a mini-forats d'ozó, tant la seva formació com la seva influència sobre la irradiància solar UV incident sobre la superfície terrestre.

Els estudis desenvolupats en aquest Capítol 7 de la memòria de la tesi han donat lloc als treballs Sola and Lorente (2008), Lorente et al. (2008) i Sola et al. (2008).

7.1 Introducció al capítol

Quan es va plantejar el present treball es va decidir estudiar el comportament de la columna total d'ozó a Barcelona, tant la seva tendència com l'ocurrència de fenòmens extrems com els mini-forats d'ozó. Per estudiar aquests conceptes en detall calia però, començar disposant d'una bona climatologia de la columna total d'ozó a Barcelona. L'elecció de Barcelona ve marcada per la disponibilitat d'instruments en superfície instal·lats al Departament d'Astronomia i Meteorologia. L'estació disposa a més d'una estació meteorològica i de radiosondatges i instruments de mesura de radiació solar en diferents bandes, descrits amb més detall al Capítol 3.

Els resultats obtinguts es poden considerar representatius de Catalunya. Tot i

que els valors numèrics no serien els mateixos, qualitativament la climatologia i les tendències serien les mateixes. Fins i tot, els fenòmens extrems com els mini-forats d'ozó serien comuns per altres punts donada la proximitat.

Així doncs, l'objectiu del treball desenvolupat en aquest capítol és realitzar un estudi en profunditat de la variabilitat de la columna total d'ozó a diferents escales temporals a l'àrea de Barcelona. El treball parteix de les dades mesurades des de satèl·lit centrades al píxel que conté la zona d'estudi. Un cop establerta la climatologia, s'estudiaran reduccions i augments importants en el gruix de la capa intentant determinar el seu origen. Donat el possible risc per a la salut que comporten les disminucions, es farà especial incís en aquestes.

En la distribució de l'ozó estratosfèric juga un important paper la dinàmica atmosfèrica, amb la qual cosa els resultats es relacionen amb paràmetres com ara l'altura de la tropopausa. Els perfils d'atmosfera mesurats amb radiosonda permeten determinar aquestes variables. Finalment, es relaciona la columna total d'ozó amb la radiació ultraviolada que arriba a la superfície terrestre. Al cap i a la fi, la principal importància d'aquesta capa radica en la capacitat de filtració d'una part d'aquest rang de longituds d'ona tan nociu per a la vida.

7.2 Balanç de l'ozó a l'estratosfera

L'ozó estratosfèric no presenta una distribució uniforme a escala planetària sinó que hi ha grans diferències depenent de la zona on es realitzin les mesures. Quan es van iniciar els estudis sobre l'estratosfera es van formular unes equacions que descrivien la fotoquímica dels processos de formació i destrucció d'ozó, principalment deguts a la radiació solar UV (*Chapman, 1930*). No obstant, les primeres mesures realitzades des de superfície ja van mostrar la diferent concentració d'ozó depenent de la latitud. *Reed (1950)* va apuntar que les variacions d'ozó no eren degudes només a processos fotoquímics sinó que també existia una interacció amb la dinàmica atmosfèrica de la que resultaven moviments verticals i adveccions horitzontals d'ozó a l'estratosfera.

A la Figura 7.1 es reproduïx un esquema dels processos químics i de transport que es donen a l'atmosfera i que condicionen la columna total d'ozó.

Les zones properes a l'Equador es consideren regions font d'ozó i són l'inici

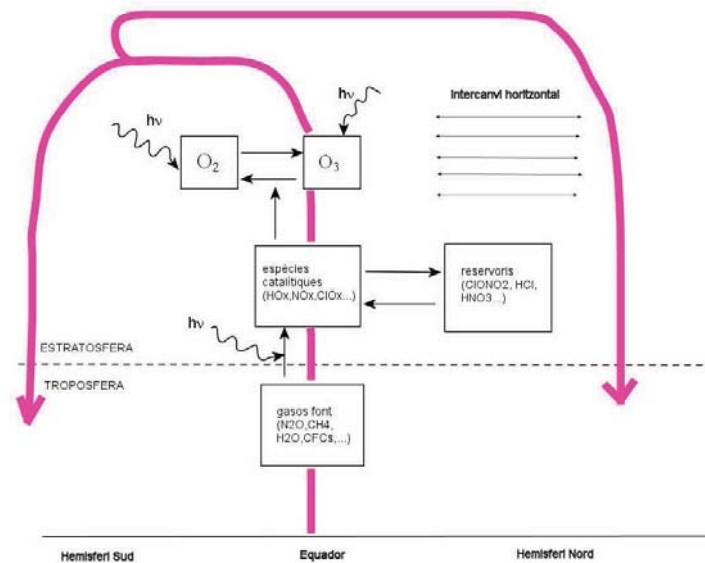


Figura 7.1: Esquema dels processos de producció/destrucció i transport d'ozó a l'atmosfera (basat en l'esquema de *García*, 1994)

dels moviments meridionals de transport d'ozó cap a latituds mitges i polars. A la formació i destrucció d'ozó no intervé només la radiació solar UV sinó que hi ha altres espècies considerades catalítiques que participen en la dissociació de molècules d'ozó. La majoria d'aquestes espècies químiques tenen un origen antropogènic. A l'apartat 2.3 del Capítol 2 s'ha detallat la química de l'ozó estratosfèric i a continuació a l'apartat 7.2.1 es detallaran els processos de transport i la seva influència en la distribució d'ozó.

7.2.1 Transport d'ozó estratosfèric

Com ja s'ha comentat anteriorment, la major concentració d'ozó es troba a latituds mitges i altes, fora de la regió font als tròpics. Això és degut principalment a una circulació lenta que mou l'ozó des de regions tropicals fins a latituds més altes. Aquest transport meridional es coneix amb el nom de *circulació de Brewer-Dobson* (*Brewer*, 1949; *Dobson*, 1956).

La circulació Brewer-Dobson consisteix en tres moviments bàsics:

1. Ascens d'aire a la regió tropical des de la troposfera a l'estratosfera
2. Transport meridional cap als pols d'aquest aire ric en ozó
3. Descens de l'aire a les latituds mitges i polars, tot i que amb certes diferències.
A les latituds mitges l'aire descendeix fins a la troposfera i en canvi, a regions més polars resta a la baixa estratosfera

L'esquema simplificat abans descrit es representa a la Figura 7.2 superposat al valor mig de densitat d'ozó a escala planetària al període 1980–1989 (imatge de *Cordero et al.*, 2000).

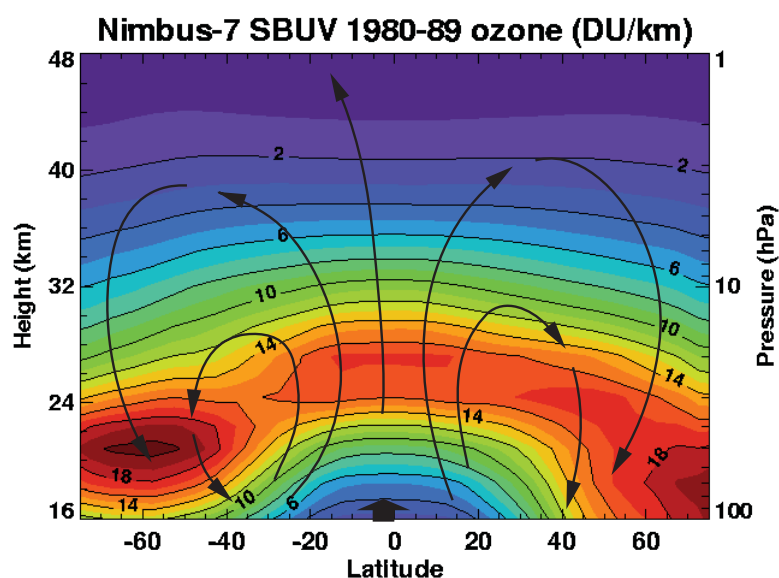


Figura 7.2: Densitat vertical d'ozó en valor mig a escala planetària (UD/km). Superposat hi ha un esquema de la circulació Brewer-Dobson (fletxes negres). Imatge de *Cordero et al.* (2000)

La circulació Brewer-Dobson no explica només la distribució latitudinal de l'ozó estratosfèric sinó també d'altres components presents a l'atmosfera com l'òxid nítrós i el metà.

Durant l'ascens a la regió tropical, aire sec pobre en ozó i ric en CFCs puja per la troposfera i aconsegueix arribar a l'estratosfera. És llavors quan es produeix ozó a través de les reaccions químiques que venen regides per la radiació solar UV. Donat que el temps d'ascens és llarg ja que és un procés lent, és possible que es formi ozó a partir d'una reacció que d'altra banda també és lenta. La velocitat d'aquest transport també facilita el que pugui existir una advecció meridional que és el segon pas de l'esmentada circulació.

Un cop l'aire es troba a l'estratosfera es produeix el transport en direcció als pols. A partir dels 30° de latitud comença a donar-se de forma combinada el descens cap a la baixa estratosfera, motiu pel qual a les regions mitges i altes la concentració és més elevada. Quan les molècules són transportades fins a la baixa estratosfera tenen un temps de vida molt llarg ja que gairebé no arriba radiació solar UV per produir la fotòlisi i a més la concentració d'àtoms d'oxigen que permeten la recombinació és baixa. Aquest fet fa que l'acumulació d'ozó sigui més gran.

La circulació Brewer-Dobson es dona únicament durant l'hivern i principis de primavera a ambdós hemisferis, tot i que amb diferències quantitativament considerables. Durant l'estiu no s'observa aquest transport meridional ja que està actuant sobre l'hemisferi on és hivern. Explicar l'esquema d'aquesta circulació a gran escala és molt més senzill que explicar els mecanismes que afavoreixen la seva activació. Bàsicament està degut al moviment d'ones a l'estratosfera extratropical.

Quan una ona planetària arriba a l'estratosfera diposita moment de sentit contrari al de la corrent en jet (*jet stream*) estratosfèrica que ve de l'oest produint una desacceleració d'aquesta última coneguda com a corrent polar nocturna (*polar night jet*). La deposició de moment de l'est a l'estratosfera polar i la desacceleració de la corrent polar nocturna produeix un escalfament sobtat de l'estratosfera: aire més càlid procedent de latituds mitges o fins i tot tropicals entra dins de la regió polar. El resultat és una situació de no equilibri termodinàmic que ràpidament produeix un refredament radiatiu a l'estratosfera polar. Aquest refredament genera un moviment de descens ja que l'aire fred és més dens i pesa més. I és aquest descens el que estableix el transport meridional des de l'equador fins als pols durant l'hivern.

Es pot concloure dient que les cèl·lules Brewer-Dobson es creen per acomplir la conservació de massa però l'origen estaria en el trencament de les ones planetàries a l'estratosfera polar a l'hemisferi d'hivern.

Tot i presentar un patró qualitativament idèntic als dos hemisferis, existeixen diferències quantitatives entre ambdues circulacions degudes a que el forçament de les ones planetàries no és el mateix als dos hemisferis. L'hemisferi nord conté gairebé totes les grans orografies com l'Himalaia o les Muntanyes Rocoses i a més presenta més contrastos oceà/terra. El resultat són unes ones planetàries molt més febles a l'hivern austral que fan que el vòrtex polar antàrtic estigui molt més aïllat i assoleixi temperatures molt més baixes. Les cèl·lules Brewer-Dobson rarament arriben a les regions polars de l'hemisferi sud.

7.3 Ozó i variables meteorològiques

A la literatura hi ha diferents treballs que relacionen la columna total d'ozó amb diferents variables meteorològiques com són l'altura de la tropopausa (*Schubert and Munteanu, 1988*), la temperatura, l'altitud geopotencial o la vorticitat potencial. Tot aquests estudis deriven del fet que la variabilitat a molt curt termini de la columna total d'ozó està estretament relacionada amb la situació meteorològica a escala sinòptica (*Salby and Callaghan, 1993*). En aquest apartat mostrarem el pes de cadascuna d'aquestes variables en la variació de la columna total d'ozó, especialment a escales a curt termini. El període escollit per a fer l'estudi ve determinat per la longitud de la sèrie de radiosondatges a Barcelona. Així es faran servir els perfils atmosfèrics verticals corresponents a les 12 UTC entre 1998 i 2006.

7.3.1 Ozó i pressió en superfície

Els patrons meteorològics a escala sinòptica tenen molta influència a la variabilitat a curt termini de l'ozó estratosfèric. Per identificar aquestes variacions meteorològiques s'ha escollit la pressió en superfície com a primera variable d'estudi. Es tracta de la mesura realitzada a les 12 UTC i corresponent al lloc on es realitza el radiosondatge. En aquest cas no està reduïda al nivell del mar. Per mostrar la relació s'ha fet servir una regressió lineal entre pressió superficial i columna total d'ozó. El coeficient de correlació és baix, 0,23. Segons el treball de *Sachs and Hedderich (1974)*, per a aquest tipus de dades, correlacions per sobre 0,25 són significatives al 95% de nivell de confiança (referències extreta de *Steinbrecht et al. (1998)*, l'article original és en alemany). De fet aquest resultat, està indicant que només el 5% dels

casos de variació de la columna d'ozó serien deguts a variacions en superfície. Com es mostrarà en altres apartats existeixen altres variable més relacionades amb la columna d'ozó. La pressió en superfície està més lligada amb processos troposfèrics i l'ozó present als primers metres de l'atmosfera representa només una petita part respecte la columna total.

7.3.2 Ozó i altura geopotencial

Una de les variables amb les que més relacionada està la concentració d'ozó és l'altura geopotencial corresponent a 500 hPa. De fet, si s'observa un mapa d'evolució de la columna d'ozó sobre una regió del planeta aquest guarda moltes similituds amb un mapa sinòptic. El comportament d'ozó i altura de 500 hPa és no obstant, oposat. Aquestes dues variables estan correlacionades negativament, així altes concentracions d'ozó estan relacionades amb nivells de 500 hPa baixos. Per mostrar aquest fet s'ha representat gràficament la columna total d'ozó durant la primera meitat de l'any 2006 i l'altura de 500 hPa determinada a partir de les dades de la radiosonda corresponent a les 12 UTC (Figura 7.3).

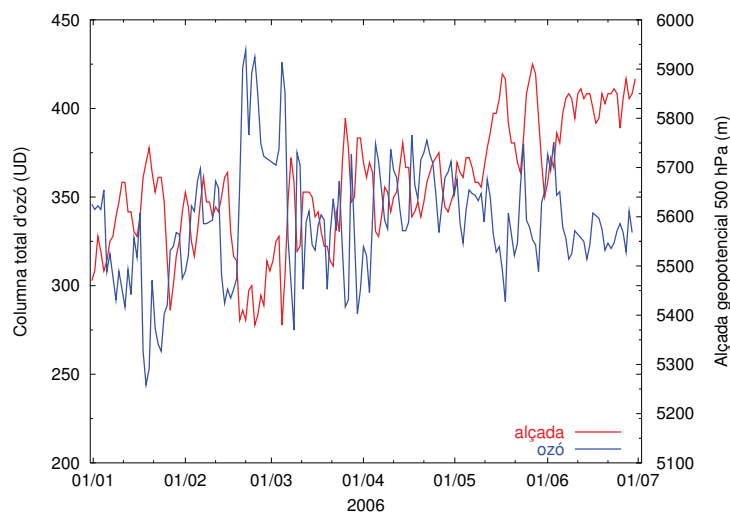


Figura 7.3: Sèrie temporal de la columna total d'ozó i de l'altura geopotencial del nivell de 500 hPa a la primera meitat de l'any 2006

El primer que s'observa a la figura és la correlació abans esmentada. Per al període mostrat el coeficient de correlació entre la columna total d'ozó i el nivell de

500 hPa és de 0,39 i el coeficient de la regressió de -105 UD/km que dona idea de que per cada 10 m que puja aquest nivell es produeix una disminució de la columna al voltant d'1 UD. El coeficient de correlació trobat suggereix que al voltant del 15% de la variabilitat interdiària està relacionada amb canvis en l'altura del nivell de 500 hPa. Si s'amplia aquesta correlació a totes les dades de la sèrie (1998–2006) s'obté una correlació lleugerament superior a la del període abans mostrat. El valor seria de 0,43 i un coeficient de la regressió de -117 UD/km. Aquests resultats expressen que gairebé el 20% de les variacions d'ozó són degudes a variacions del comportament del temps a escala sinòptica produint reduccions de 117 UD per cada kilòmetre que puja el nivell de 500 hPa. Altres treballs mostren relacions semblants entre aquests dos paràmetres (*Tung and Yang, 1988; Salby and Callaghan, 1993*).

Per a aquest treball no s'ha fet cap estudi en profunditat sobre la relació entre ozó i temperatura. No obstant, la bibliografia estudiada porta a una sèrie de conclusions. *Demirhan et al. (2005)* van trobar que la màxima correlació entre la columna total d'ozó i la temperatura es donava a la baixa estratosfera al nivell de 100 hPa. Aquestes correlacions són les esperades degut tant a processos dinàmics com radiatius. La temperatura de la tropopausa també és un bon indicador en alguns casos, tot i que com es veurà està massa a prop de la troposfera i té un comportament diferent.

7.3.3 Ozó i tropopausa

7.3.3.1 La tropopausa: definició i característiques

La tropopausa és una capa de transició entre la troposfera i l'estratosfera amb un paper determinant a l'hora d'estudiar el clima i la circulació a l'atmosfera lliure. Aquesta regió de l'atmosfera afecta a l'intercanvi de vapor d'aigua, d'ozó i d'aerosols entre la convectiva troposfera i l'equilibri radiatiu de l'estratosfera. Existeixen diverses definicions de tropopausa atenent a criteris tèrmics, dinàmics, químics i òptics. La tropopausa dinàmica està relacionada amb la vorticitat potencial. Per a aquest treball, la definició de la tropopausa està basada en criteris tèrmics relacionats amb el gradient vertical de temperatura.

L'Organització Meteorològica Mundial (UNEP/WMO, 1957) distingeix dues tropopausas, la primera és el nivell més baix al qual el "lapse rate" disminueix a 2

$^{\circ}Ckm^{-1}$ o menys, sempre que el “lapse rate” mig entre aquest nivell i tots els nivells més alts en 2 km no excedeixi els $2^{\circ}Ckm^{-1}$. Si per damunt de la primera tropopausa, el “lapse rate” mig entre qualsevol nivell i tots els nivells més alts en 1 km sobrepassen els $3^{\circ}Ckm^{-1}$, llavors es defineix una segona tropopausa amb el mateix criteri abans exposat.

Per al present treball totes les variables relacionades amb la tropopausa han estat determinades a partir de la interpretació del codi TEMP que automàticament es genera a cada radiosondatge. Aquest dóna informació sobre l'altura (TH), temperatura, direcció i velocitat del vent de la tropopausa, entre d'altres nivells. Com a informació complementària s'ha relacionat l'altura amb la pressió corresponent a partir del perfil vertical.

7.3.3.2 Característiques climàtiques de la tropopausa a Barcelona

Les dades d'altura de la primera tropopausa s'han agrupat en diferents categories: $6,5 < TH < 7,5 \text{ km}$, $7,5 < TH < 8,5 \text{ km}$ i així successivament per tal d'observar la freqüència d'ocurrència de cadascuna i quines es donen majoritàriament. Per estudiar variacions estacionals, les dades s'han agrupat en períodes de 3 mesos al voltant dels solsticis d'hivern i d'estiu per tal d'evitar canvis fotoquímics associats al cicle anual del Sol (MJJ, maig-juny-juliol; NDG, novembre-desembre-gener). A la Figura 7.4 es mostra la freqüència d'ocurrència de cada categoria de tropopausa als períodes MJJ i NDG, definint la freqüència d'ocurrència com el quocient entre el número de casos d'una categoria i el número total de radiosondatges en aquell període.

A l'estiu existeix un màxim clar als 12 km i a l'hivern, tot i ser també el màxim als 12 km, hi ha només una lleugera diferència amb la categoria d'11 km. Ambdues distribucions són semblants si bé la corresponent a NDG és més ampla que la de MJJ, això podria ser degut a que a l'hivern es dona un rang més ampli de condicions meteorològiques. La distribució MJJ està lleugerament desplaçada cap a la dreta, o sigui cap a altures més elevades. Altures per sobre els 13,5 km són més freqüents a MJJ tot i que poden donar-se també durant l'hivern. En canvi, a l'estiu la tropopausa no se situa per sota dels 7,5 km i només ocasionalment ho fa a l'hivern.

Si s'amplia l'estudi a les dues estacions restants (Figura 7.5) s'observa que durant

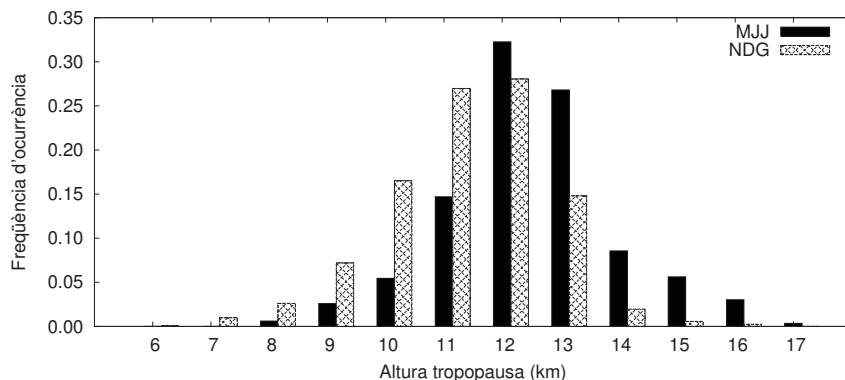


Figura 7.4: Freqüència d'ocurrència de les diferents categories d'altitud de la primera tropopausa als períodes MJJ i NDG

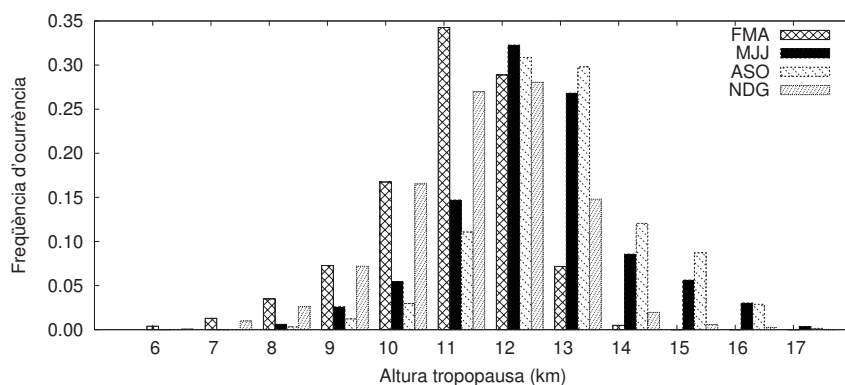


Figura 7.5: Freqüència d'ocurrència de les diferents categories d'altitud de la primera tropopausa als 4 períodes estacionals: MJJ, NDG, FMA i ASO

els mesos ASO es donen els valors més elevats de TH, en part degut a l'altura assolida durant l'agost. En aquest cas, la distribució està desplaçada cap a altures més elevades i a més té un segon màxim a 13 km, només lleugerament inferior al màxim de 12 km. En canvi, durant FMA la distribució es desplaça cap a valors més baixos i el màxim se situa a 11 km.

7.3.3.3 Característiques climàtiques de la tropopausa a escala global

Encara que l'estudi en profunditat es realitza sobre Barcelona, resulta interessant donar un marc més global als resultats obtinguts. Per aquest motiu s'ha realit-

zat la climatologia per altres punts del planeta seguint la mateixa metodologia descrita a l'apartat anterior. La informació de la tropopausa ha estat obtinguda a partir de la base de dades disponible a la web de la Universitat de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). A la Taula 7.1 es detallen les estacions de radiosondatge utilitzades per a aquest estudi. El criteri de selecció s'ha basat en escollir aquelles estacions que estaven a una longitud el més coincident amb la de Barcelona.

Taula 7.1: Estacions de radiosondatge seleccionades per a la climatologia

Nom	Codi	Coordenades (deg deg m a.s.l.)
Jan Mayen	JMY	70,93 -8,67
Trappes	TPP	48,77 2,00 168
Dar-el-Beida	DEB	36,72 3,25 25
Niamey	NIA	13,48 2,17 227
Sta Helena Island	STH	-15,93 -5,67 436
Cape Town	CTW	-33,97, 18,60 42
Van Neumayer	VNY	-70,67, -8,25 50

Les variacions en latitud són les que marquen les variacions en la TH com es mostra a la Figura 7.6.

La freqüència d'ocurrència s'ha determinat únicament per a dos períodes estacionals MJJ (estiu a l'hemisferi nord i hivern a l'hemisferi sud) i NDG (hivern boreal i estiu austral). El primer que es dedueix és que la distribució d'ocurrència depèn fortament de la latitud, així latituds altes impliquen TH més baixes per ambdues estacions.

A les estacions de radiosontge situades a latituds al voltant dels 70° les distribucions estan centrades a altures més baixes, 10 km a MJJ i 9 km a NDG. A més, l'amplada de la distribució és més estreta que la corresponent a Barcelona assolint valors entre 7 i 12 km a MJJ i 6 i 13 km a NDG. Per latituds més baixes, properes a Barcelona, la distribució s'eixampla i el màxim es desplaça cap a valors més elevats tant a l'hivern com a l'estiu. La distribució de freqüències canvia considerablement per a latituds inferiors als 40° ja que durant l'estiu (MJJ a l'HN i NDG a l'HS) es donen dos màxims a la freqüència d'ocurrència: un màxim principal a la categoria

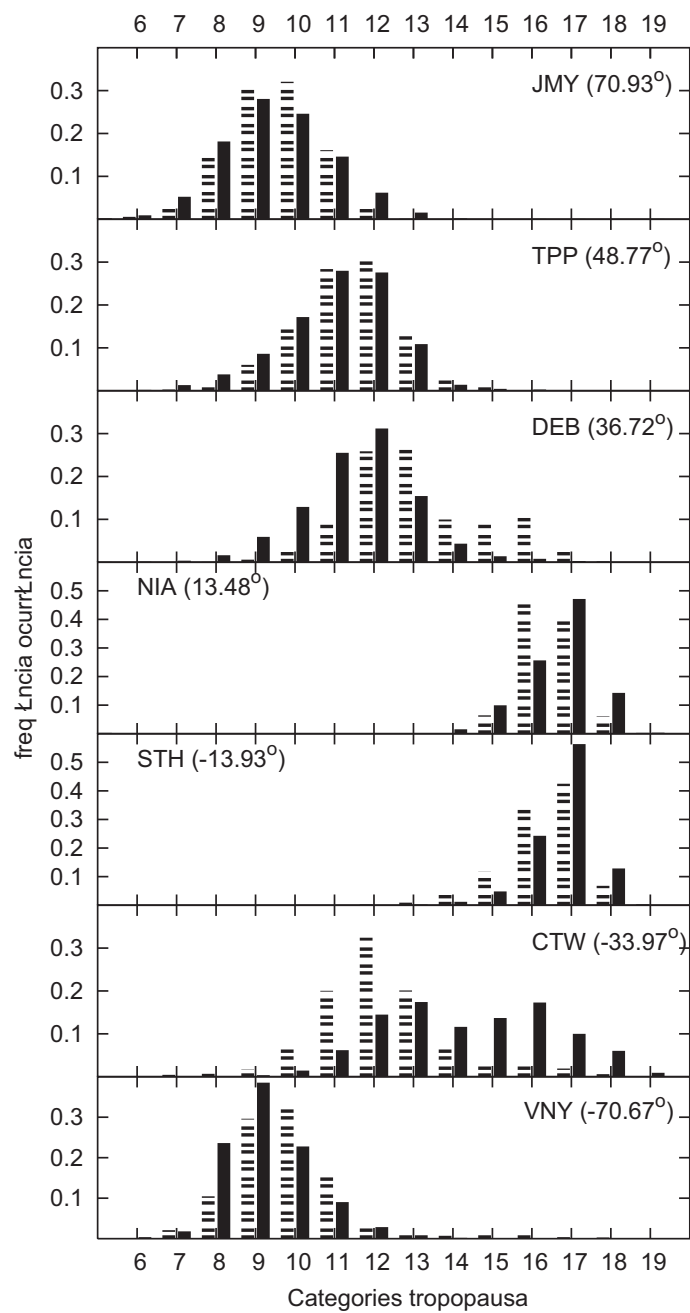


Figura 7.6: Freqüència d'ocurrència per diferents categories a diverses estacions de radiosondatge arreu del món

13 km i un segon relatiu a la de 16 km. Aquest fet no es reproduïx als mesos d'hivern. *Varotsos et al.* (2004), al seu estudi sobre Atenes (37,9° N), van relacionar la presència d'aquest segon màxim amb la posició respecte al jet subtropical. Aquest jet arriba a latituds de 35°–40° N a l'estiu per a la longitud de Grècia. A partir de l'estudi de la pressió de la tropopausa van deduir que la TH era de 12 km quan Atenes estava situada per sota el costat ciclònic del jet subtropical i ascendia fins a 16 km quan es trobava al costat anticiclònic. El fet que el jet no pugi fins a latituds tan elevades com Barcelona fa que no es reproduïxi aquest comportament. No obstant, sense entrar en molt de detall ja que no s'ha portat a terme un estudi en profunditat, la distribució considerant només el mes d'agost mostra un segon màxim relatiu però amb valors molt semblants a les categories anterior i posterior a aquest. Finalment, per latituds per sota de 15° les distribucions són molt estretes i desplaçades cap a valors molt elevats superiors als 14 km. Els màxims de cada estació estarien entre els 16 i els 17 km. La cua de la distribució s'allarga fins als 18 km, valors no assolit a cap de les distribucions estudiades per sobre els 15° de latitud.

7.3.3.4 Relació entre l'ozó estratosfèric i la tropopausa

Un cop establerts uns quants conceptes bàsics sobre la tropopausa, en aquest apartat es determinarà la relació que hi ha entre l'altura d'aquest nivell característic i la columna total d'ozó. Fent una correlació amb el mateix procediment que amb el nivell de 500 hPa es troba que entre la tropopausa i la columna total d'ozó hi ha un coeficient de correlació de 0,43. Aquest resultat no és d'estranyar donada l'elevada correlació entre aquests dos nivells. Segons un estudi d'*Steinbrecht et al.* (1998) el coeficient de correlació entre l'altura geopotencial de 500 hPa i l'altura de la tropopausa és de 0,74. Això vol dir que el 50% de les variacions d'una es poden explicar per variacions de l'altra.

Per tal de poder mostrar més clarament la relació existent entre la columna total i l'altura de la tropopausa s'ha realitzat una mitjana dels valors d'ozó pertanyents a cada categoria descrita a l'apartat anterior. Cada categoria estava centrada en una altitud (8, 9, 10 km i així successivament) i implicava un gruix d'1 km. A més es continua amb la divisió en quatre estacions amb el mateix criteri anterior. El resultat es mostra a la Figura 7.7.

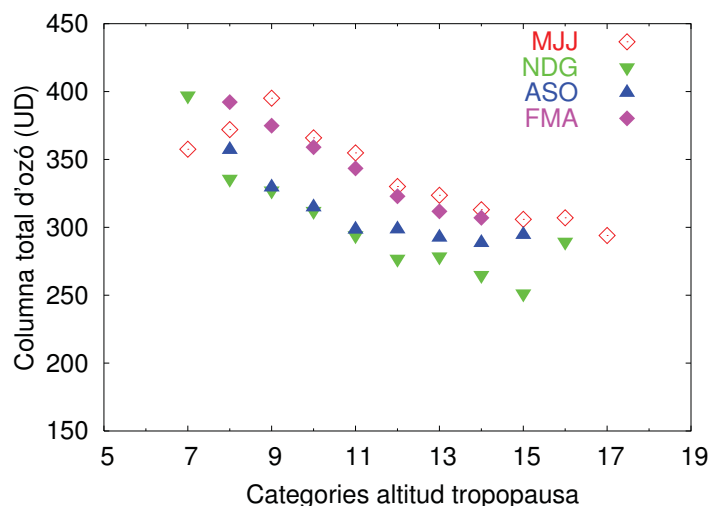


Figura 7.7: Relació entre la columna total d'ozó i l'altura de la tropopausa pels valors mitjans d'ozó de cada categoria d'altura

A la figura es pot observar la correlació lineal que existeix entre ozó i TH quan es consideren els mesos de MJJ (estiu) i NDG (hivern). El comportament és lleugerament diferent quan s'estudien les altres dues estacions, especialment la tardor. A ASO hi ha una correlació lineal entre ambdues variables fins als 12 km, en canvi, a partir d'aquesta altura el pendent de la recta canvia i pràcticament s'anulla. Així entre els 12 km i els 17 km pràcticament el valor de la columna total d'ozó es manté constant encara que pugui la tropopausa. A l'estiu també s'observa aquest comportament a les últimes categories però és un efecte molt més diluït.

7.4 Variabilitat de la columna total d'ozó

El fet combinat de tenir una capa molt rica en ozó i el moviment atmosfèric fa que l'ozó estratosfèric presenti una gran variabilitat. Igual que la dinàmica de l'atmosfera es produeix a diferents escales temporals, les variacions de l'ozó també segueixen patrons més o menys regulars a diferents escales. És convenient destacar quatre categories d'escala temporal ben diferenciades: curt termini, estacional, interanual i llarg termini.

A la Figura 7.8 s'ha escollit el període 2005–2006 per mostrar a grans trets les

variabilitats que després s'estudiaran en profunditat. Es pot apreciar com els dos anys mostrats presenten diferències respecte al valor mig de tota la sèrie (1978–2006). El 2005 presenta més episodis extrems que el 2006, per exemple. Si s'amplia la figura mostrant únicament gener del 2005 es pot apreciar clarament la variabilitat interdiària. Aquesta és en general baixa, tot i que de vegades es donen episodis d'augment/disminucions sobtats d'ozó amb variacions que poden estar al voltant de 100 UD.

Tot i que en aquest capítol es tractarà l'ozó des del punt de vista de la integració de la columna total sobre Barcelona, depenent de l'altura a l'estratosfera que es tingui en compte, la variabilitat de l'ozó ve marcada per la fotoquímica o pels processos de transport. A la baixa estratosfera, el temps de residència d'una molècula és molt elevat donat que la radiació solar UV incident és més baixa degut a l'apantallament de l'ozó de l'alta estratosfera. El temps característic seria des de dies fins a mesos. A la baixa estratosfera, la variabilitat de l'ozó ve determinada per la dinàmica atmosfèrica i els conseqüents processos de transport; a aquesta altitud la fotoquímica resta en un segon pla. Al contrari del que succeeix a l'alta estratosfera on el temps de residència d'una molècula és molt baix pels elevats nivells de radiació solar UV. En aquest cas, no hi ha temps suficient com per a que es produeixin fenòmens de transport destacables.

7.4.1 Variabilitat interdiària

La variabilitat a curt termini es refereix als canvis que hi ha d'un dia per l'altre o variacions entre setmanes. Aquesta variabilitat està molt relacionada amb les condicions meteorològiques, així el pas d'un front pot provocar variacions en la columna total d'ozó. Si es representa el rang de valors de la columna total d'ozó mesurats entre 1979 i 2006 segons el dia julià, es pot observar com la variabilitat interdiària depèn de l'època de l'any. Aquest fet està molt relacionat amb el cicle estacional com es veurà més endavant. A la Figura 7.9 s'observa com des de finals de primavera fins a finals de l'estiu (de maig a setembre) la dispersió de valors és més baixa. En canvi, durant els mesos d'hivern la variabilitat interdiària és especialment elevada.

Per tal de poder disposar de major informació sobre la variabilitat interdiària s'ha quantificat la variació en Unitats Dobson. La Figura 7.10 mostra el canvi seqüencial

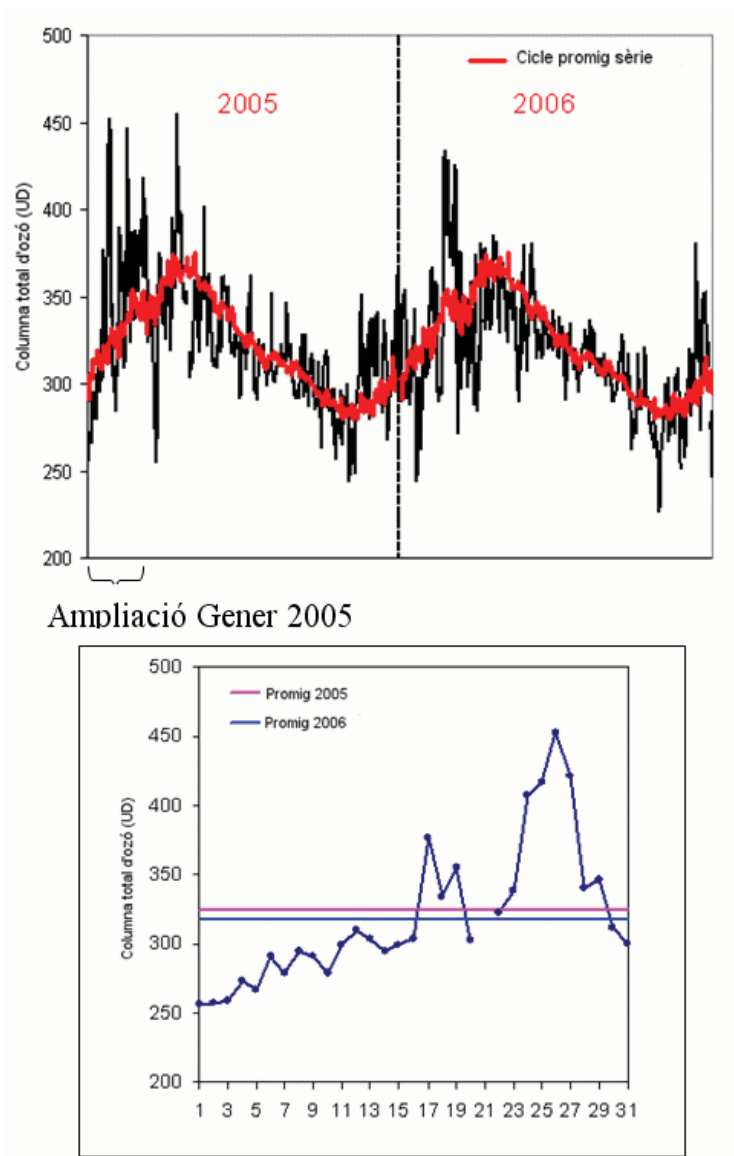


Figura 7.8: Variabilitat de la columna total d'ozó a Barcelona a diferents escales temporals

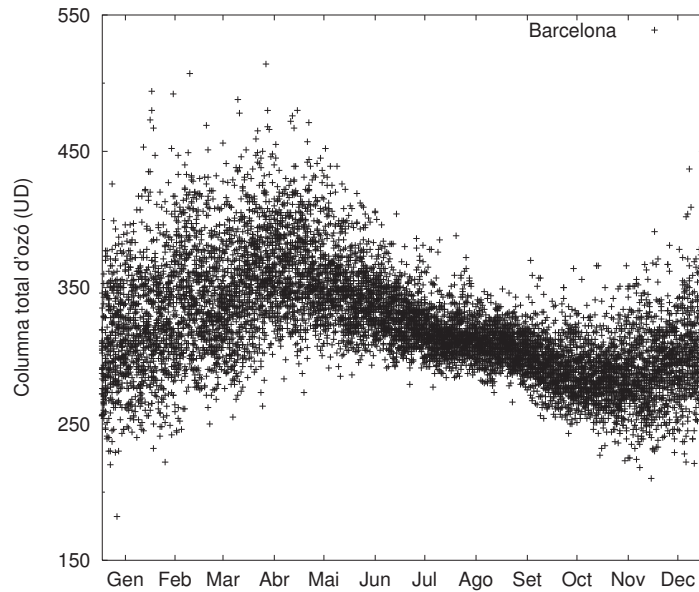


Figura 7.9: Rang de valors de la columna total d'ozó a Barcelona entre 1979 i 2006 segons el dia julià

de la sèrie al període 1998–2006. Encara que no es mostra a la figura, l'increment més elevat és de 137 UD registrat entre el 24 i 25 de març de 1983 i el més baix va ser enregistrat curiosament el dia següent, entre el 25 i el 26 de març i va ser de 115 UD. Aquest fet estaria relacionat amb algun fenomen a escala sinòptica amb l'entrada d'una massa d'aire amb nivells elevats d'ozó i la posterior recuperació dels valors normals un cop restablerta la circulació normal.

La Figura 7.11 mostra la distribució del número de casos de la variabilitat de l'ozó interdiària al període 1978–2006. Per estudiar la freqüència d'ocurrència s'han fet servir intervals de variació de l'ozó de 2,5%. El primer que s'aprecia és que la distribució està clarament centrada al 0, el que vol dir que la majoria de dies la variació d'ozó és petita (inferior al 1,25%). De fet, dels 1824 casos centrats al 0, el 40% corresponen a variacions inferiors a 0,5%.

La distribució no és simètrica respecte al valor central sinó que la cua dels valors positius s'allarga fins al 40% de variació i en canvi, la dels negatius només fins al 30%. No obstant, en tots dos casos les categories més extremes tenen freqüències molt baixes ja que estan representades per pocs valors o fins i tot, un únic cas. Es

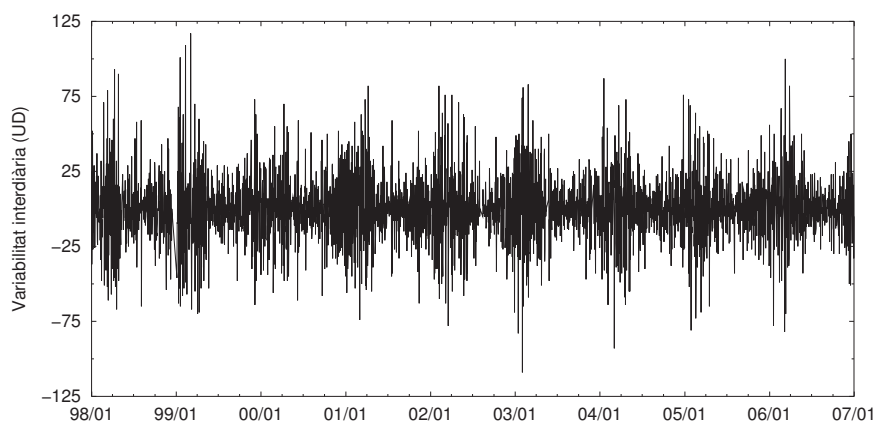


Figura 7.10: Variació interdiària de la columna total d'ozó a Barcelona al període 1998–2006

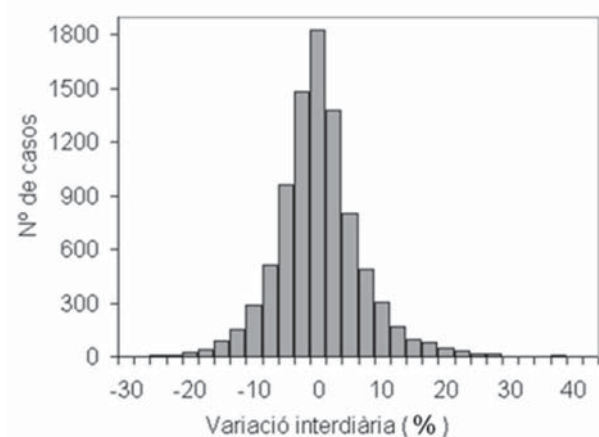


Figura 7.11: Distribució de la variació interdiària (%) de la sèrie al període 1978–2006

tracta de canvis dràstics però poc freqüents. Les variacions petites es donen més a valors negatius, és a dir, disminucions respecte el dia anterior.

Un cop calculada aquesta variació per tota la sèrie, s'han agrupat les dades per cada mes. La Figura 7.12 mostra un diagrama de barres amb la variabilitat interdiària per tota la sèrie de mesures per cada mes de l'any. Com ja es mostrava a la Figura 7.9, la major variabilitat es dona durant l'hivern i el principi de la primavera amb variacions absolutes superiors a les 100 UD. Durant el mes de març s'han donat les variacions d'un dia per l'altre més elevades amb augments de fins

a 150 UD i disminucions de 125 UD. El mes que presenta menor variabilitat és setembre amb valors absoluts lleugerament superiors a les 50 UD.

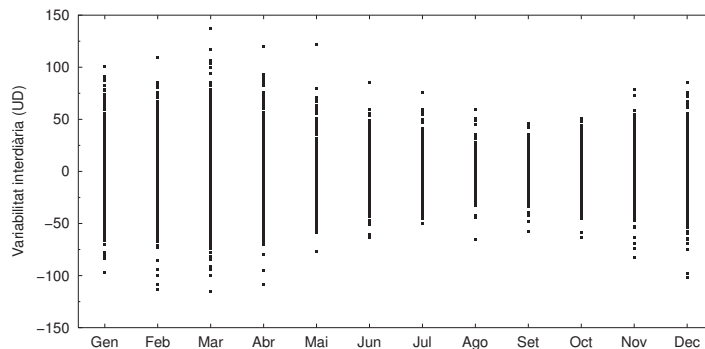


Figura 7.12: Variació interdiària de tota la sèrie de mesures a l'àrea d'estudi per cada mes de l'any

Els resultats obtinguts avalen l'ús de la *hipòtesi de persistència de la columna total d'ozó* en la modelització de la radiació solar UV en el cas de no disposar d'un model de predicció d'ozó. La hipòtesi de persistència és una bona aproximació a l'estiu obtenint-se una mitjana de diferències relatives d'un 6% (errors < 1 unitat UVI de mitjana) respecte de la irradiància determinada amb l'ozó corresponent a aquell dia. En canvi, a la primavera l'aplicació d'aquesta hipòtesi suposa un error relatiu de l'11% (Campmany, 2005; Lorente et al., 2002).

7.4.2 Variabilitat estacional

Sobre la variabilitat a més curt termini se sobreposa un patró que es repeteix cada any, es tracta del cicle anual, també conegut com a cicle estacional. Es tracta d'un patró com el que es dona amb les temperatures al llarg de l'any però amb les seves pròpies característiques. A partir de les dades de la columna total d'ozó s'ha realitzat la mitjana mensual des de 1979 fins a 2006. Els resultats juntament amb altres estadístics com la desviació estàndard (SD) i el coeficient de variació relativa (CRV)¹ es presenten a la Figura 7.13. La variació estacional té forma sinusoidal amb

¹El coeficient de variació relativa (CRV) mostra la variabilitat relativa i es defineix com:

$$CRV = \frac{SD}{M},$$

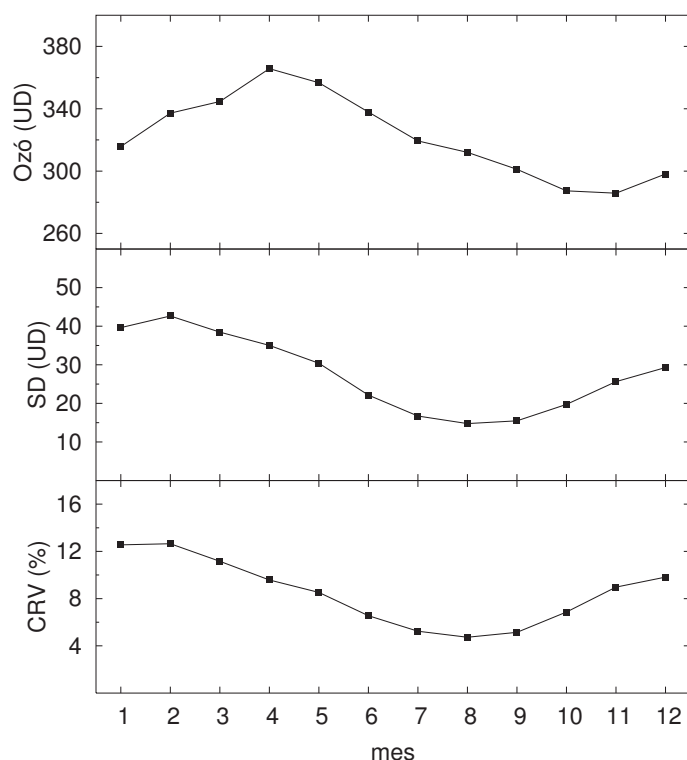


Figura 7.13: Mitjana mensual, desviació estàndard (SD) i coeficient de variació relativa (CRV) de la columna total d'ozó a Barcelona de tota la sèrie (1979–2006)

un valor màxim de $365,7 \pm 35,0$ UD al mes d'abril i un mínim de $287,3 \pm 25,6$ UD al novembre. L'amplitud del cicle és de 78,8 UD.

Com ja s'ha explicat als apartats introductoris, les variacions d'ozó a l'estratosfera depenen de dues components: la fotoquímica i el transport. La producció i la destrucció d'ozó són funció de la irradiància solar UV al cim de l'atmosfera.

7.4.3 Variabilitat interanual

El cicle estacional descrit anteriorment es repeteix en major o menor grau any rere any però existeixen diferències que marquen un nou patró de variabilitat: el patró interanual. A la Figura 7.14 es mostra la mitjana mensual de la columna total d'ozó des de 1979 fins a 2006, a més d'altres estadístics.

on SD és la desviació estàndard i M la mitjana aritmètica.

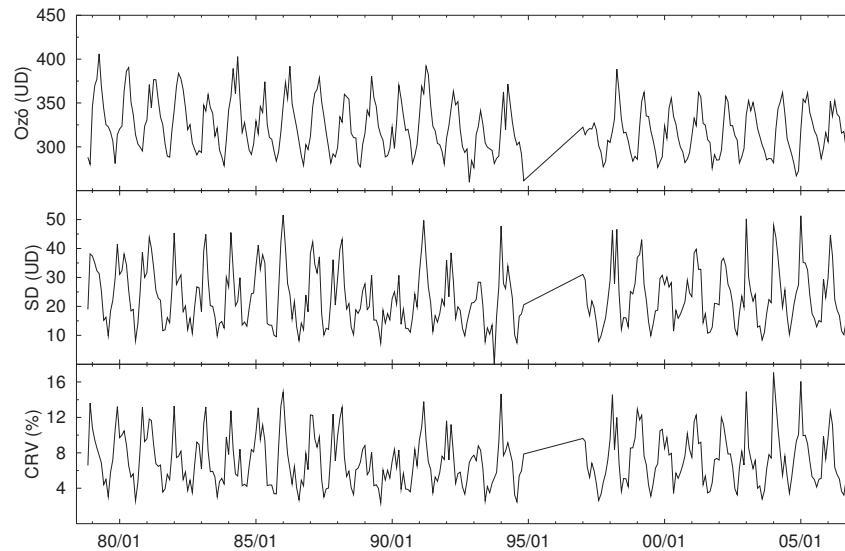


Figura 7.14: Mitjana mensual, desviació estàndard i coeficient de variació relativa

A la figura s'observa com, tot i seguir el patró estacional típic de l'ozó a latituds mitges, cada any presenta les seves característiques en quant a valors extrems i distribució d'aquests. Tot i que no és l'objectiu d'aquest apartat, es pot destacar la tendència decreixent dels valors mensuals. Aquest fet és més evident durant el període 1978–1994.

Els valors mínims es registren als mesos d'octubre i novembre (50% i 46%, respectivament). Els valors màxims no estan distribuïts tan equitativament sinó que el mes d'abril concentra el 69% dels màxims i maig, el 19%. El valor més baix d'aquesta sèrie es va donar al novembre de 1992 amb 259,6 UD i el més alt al maig de 1984 amb 402,9 UD. La distribució, no obstant, no és homogènia. Durant els primers anys, el mínim es donava al novembre i en canvi, als últims anys hi ha una tendència a que sigui a l'octubre. A la Figura 7.15 s'observa com, per al període 1979–1994, el mínim anual d'ozó es donava al novembre i en canvi, en la següent dècada la mitjana mensual mínima de l'any s'ha avançat a l'octubre. Aquest fet pot estar relacionat amb canvis en les propietats verticals de l'atmosfera com ara el desplaçament vertical de la tropopausa. Alguns estudis mostren un acoblament entre les propietats de la tropopausa i la TOC amb anomalies d'ozó entre 10 i 16 UD per cada quilòmetre de desplaçament vertical (*Hoinka et al.*, 1996; *Steinbrecht et al.*, 1998; *Varotsos et al.*, 2004).

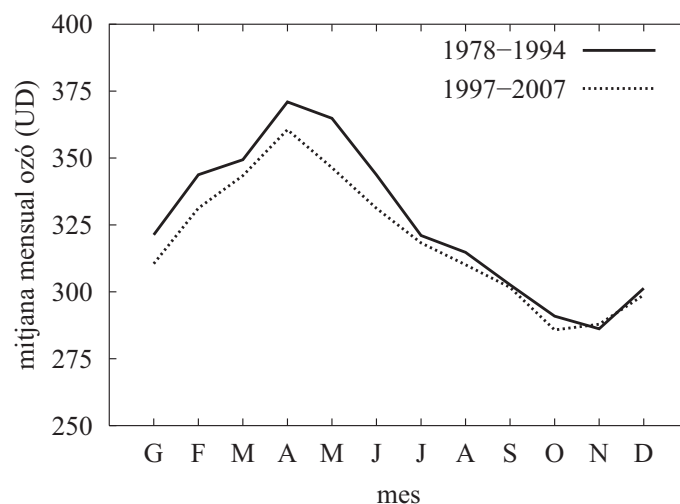


Figura 7.15: Mitjanes mensuals de la columna total d'ozó sobre Barcelona per als períodes 1978-1994 i 1997-2007

Donat que la longitud de la sèrie de radiosondatges de Barcelona no és suficientment llarga per a estudis climatològics, s'ha escollit la sèrie de sondatges de Palma de Mallorca ($39,61^\circ$ N i $2,71^\circ$ E, també a l'àrea mediterrània al SE de Barcelona) que té una longitud superior als 30 anys (1973-2006). La temperatura de la tropopausa a l'octubre mostra un refredament superior a l'observat al novembre des de l'inici de la sèrie. Això ha comportat un conseqüent augment de la TH respecte els valors de finals dels anys 70. Aquests canvis a llarg termini a les propietats atmosfèriques a l'octubre poden haver traslladat el mínim mensual del cicle anual abans instal·lat al següent mes.

A l'abril de 1993 es va registrar el màxim més baix de tota la sèrie. Aquest fet, juntament amb el mínim absolut de la sèrie durant el 1992, està relacionat amb l'erupció del Mont Pinatubo a les Filipines (15° N, 120° E) al juny de 1991. Aquesta erupció va injectar ~ 20 Mt de SO_2 a l'estratosfera tropical (*Bluth et al.*, 1992; *McCormick and Veiga*, 1992). Aquest SO_2 oxida a S i això a la vegada dóna lloc a la formació i creixement de petites gotes líquides formades principalment de H_2O i H_2SO_4 . Aquestes gotetes conegudes com a aerosols de sofre estratosfèric poden pertorbar la composició química de l'estratosfera de dues formes. Primer, proveint de superfícies a les quals les reaccions químiques poden tenir lloc i segon, interceptant i dispersant radiació solar i infrarroja terrestre que canvien l'escalfament de l'estratosfera i la freqüència de les reaccions fotolítiques (*Dessler*, 2000).

Així doncs, l'ejecció de grans quantitats d'aerosols de sofre a l'estratosfera arran d'aquesta erupció va afavorir les reaccions heterogènies de destrucció de molècules d'ozó. Aquest material particulat va restar a l'atmosfera durant un parell d'anys, després els valors d'ozó van restablir-se. Una explicació semblant se li pot donar al segon valor més baix dels màxims de la sèrie l'any 1983. Entre finals de març i principis d'abril de 1982 es va produir l'erupció del volcà Chinchón a Mèxic.

L'estudi de la desviació estàndard de la mitjana mensual (Figura 7.14) permet determinar canvis estacionals a la variabilitat interdiària confirmant els resultats mostrats a altres apartats. La major variabilitat es dona a l'hivern i principis de primavera i la menor, a l'estiu. Durant l'any 1993, la variabilitat interdiària és bastant baixa degut a l'erupció del Pinatubo. Entre mitjans de 1988 i 1990 també s'observa un comportament similar de la variabilitat.

La variació interanual també implica diferències en l'amplitud del cicle estacional. Durant l'any 1992 es va enregistrar una amplitud molt elevada, superior a les 100 UD degut a que els aerosols procedents de l'erupció del Pinatubo no van afectar l'ozó estratosfèric fins a finals d'any. El valor màxim de 1992 no es va veure afectat però sí el valor mínim. En canvi, a finals de 1993 ja no són considerables els efectes dels aerosols i només el màxim registra valors baixos. Per aquest motiu en 1993, l'amplitud es va reduir al 50% respecte l'any anterior assolint 54,6 UD (cal esmentar que aquest número podria variar ja que aquest any s'agafa com a mínim el mes de novembre perquè a l'octubre només hi ha una dada).

La Figura 7.16 mostra els valors mensuals màxims i els mínims anuals i la tendència de l'amplitud del cicle estacional de la columna d'ozó a Barcelona per cada any al llarg de la sèrie. Els màxims presenten una clara tendència descendent, especialment al període 1979–1994; en canvi, els mínims es mantenen gairebé constants. Aquest patró diferent de cada valor fa que l'amplitud del cicle presenti una tendència negativa, o sigui a l'actualitat hi ha menys diferències entre les mitjanes mensuals màxima i mínima del cicle estacional. Les diferències en valor mig entre les mitjanes climàtiques del cicle estacional per al període 1979–1994 són de 85 UD i per al període 1997–2007, de 75 UD.

La Figura 7.17 mostra la variabilitat intermensual al llarg de la sèrie. Com en el cas de la variabilitat interdiària també mostra una clara estacionalitat. Els valors mínims de la variabilitat intermensual semblen tenir una tendència positiva, en canvi els valors màxims no tenen una clara tendència. Aquests dos fets es tradueixen en

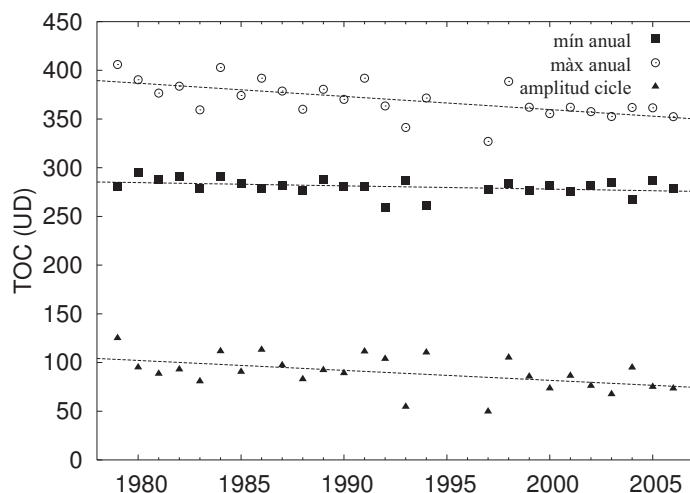


Figura 7.16: Tendència del valor mig mensual màxim, mínim i de l'amplitud del cicle estacional de la columna total d'ozó a Barcelona per cada any de la sèrie (1978–2006)

una certa disminució de la variabilitat amb el temps.

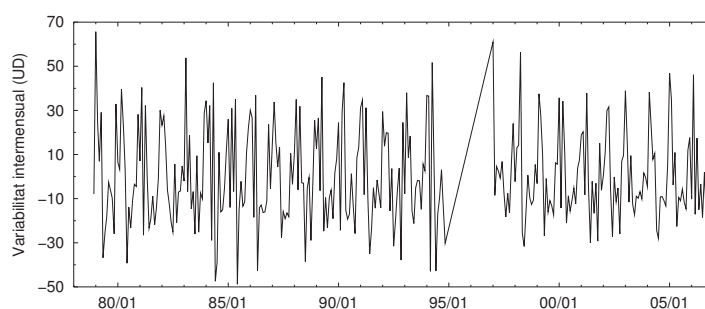


Figura 7.17: Variabilitat intermensual de la columna d'ozó per a la sèrie 1978–2006

7.4.4 Tendències

A partir de les mitjanes mensuals del període 1979–2006 s'han determinat les mitjanes anuals. Els resultats es mostren a la Figura 7.18. Per tal de poder estimar la tendència s'ha aplicat una regressió lineal del període 1978–2001. Com ja s'havia comentat anteriorment, per problemes amb el sensor no és recomanable fer servir els anys posteriors al 2002. La Figura 7.14 ja mostrava una tendència negativa,

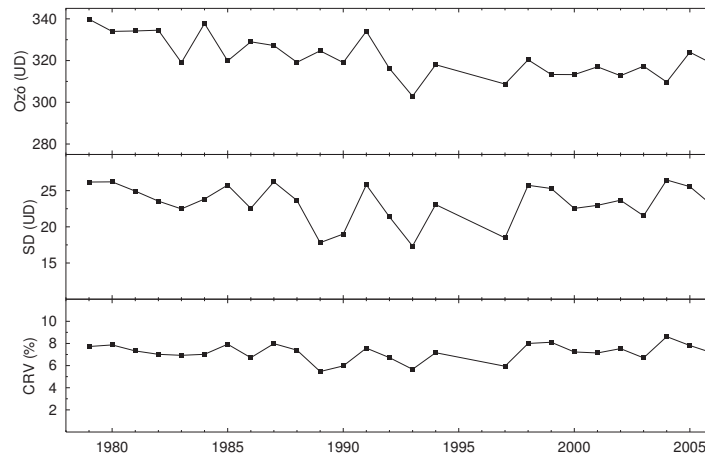


Figura 7.18: Tendència de la mitjana anual de la columna total d'ozó

bastant evident als anys previs a 1990. La tendència trobada és de $-1,08$ UD/any. Aquest valor està en concordança amb altres estudis que presenten una disminució de 10 UD per dècada als 20 o 30 últims anys. En aquest punt coincideixen estudis fets amb observacions tant des de superfície com des de satèl·lit.

Donat que l'ozó presenta un comportament diferenciat segons l'època de l'any (cicle estacional), és possible que les tendències no afectin d'igual manera totes les estacions. Per poder observar les possibles diferències, s'han determinat les mitjanes estacionals de cada any. A partir d'aquest resultat s'ha determinat la desviació de la columna total d'ozó a cada estació, juntament amb el valor anual per al període 1979–2006. A la Figura 7.19 es mostra la desviació respecte al valor mig de la sèrie per cada estació. Les majors desviacions s'observen a la primavera i a l'hivern degut a la influència de la dinàmica atmosfèrica en aquestes èpoques de l'any. En general, per cada any totes les estacions segueixen la mateixa tendència d'increment o descens respecte l'any anterior. No obstant hi ha algunes diferències com a l'any 1993 on la tardor té un patró diferent. Això és degut a que els efectes de l'erupció del Mont Pinatubo el 1991 van deixar de tenir efectes a finals de 1993 (tardor).

A la Taula 7.2 es resumeixen els valors obtinguts per cada estació considerant primavera (març, abril, maig), estiu (juny, juliol, agost), tardor (setembre, octubre, novembre) i hivern (desembre, gener, febrer). Com ja s'ha comentat anteriorment, existeixen dos períodes clarament diferenciats. Per aquest motiu s'ha determinat la tendència global i el valor entre 1979 i 1993. Com es detallarà més endavant, no

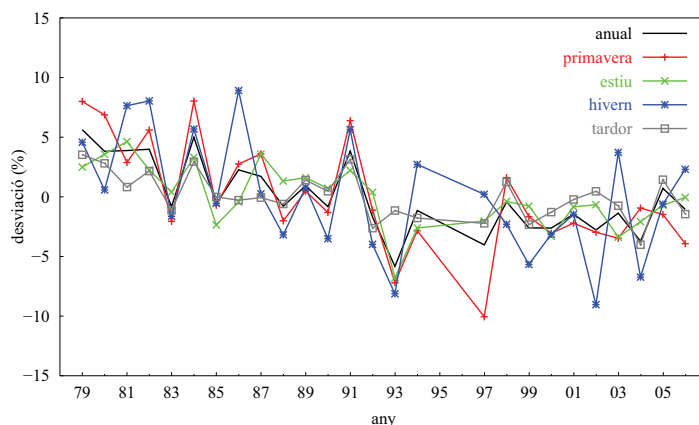


Figura 7.19: Desviacions de la columna total d'ozó respecte el valor mig 1978–2006 per cada estació. La representació es fa en %

resulta estadísticament possible determinar la tendència pels anys posteriors a 1997.

Taula 7.2: Tendències estacionals de la columna total d'ozó (%/any)

	1979–2001	1979–1993
Primavera	-0,45	-0,62
Estiu	-0,25	-0,35
Tardor	-0,16	-0,21
Hivern	-0,39	-0,65
ANUAL	-0,33	-0,49

Els resultats mostren que hi ha una tendència negativa a totes les estacions, tot i que les més afectades són la primavera (-0,45%/any o -1,6 UD/any) i l'hivern (-0,39%/any o -1,2 UD/any). A la tardor la tendència no és tan marcada amb una disminució de -0,16%/any o -0,5 UD/any. El motiu és que durant la primavera i l'hivern hi ha una intensificació del transport d'ozó des de les zones tropicals fins a l'hemisferi nord. Si es produeixen més reaccions de destrucció d'ozó, disminuint les concentracions a les regions font, el transport també es veu afectat. El resultat global és un descens del 3,3%/dècada, valor mostrat per altres estudis a l'hemisferi nord (*Steinbrecht et al.*, 1998). D'acord amb dades de sondatges d'ozó estudiades per, entre d'altres, *Stolarski et al.* (1991) la major part d'aquesta pèrdua ha ocorregut a

la baixa estratosfera (altituds < 25 km).

Les tendències trobades estudiant el període en la seva totalitat són clarament degudes als anys anteriors a 1994. Si s'estudien les tendències pels dos períodes considerats, les diferències són evidents. La tendència anual se situa a -0.49% /any entre 1979 i 1993 amb valors superiors al $0,60\%$ /any a la primavera i a l'hivern. Cal puntualitzar que en aquest cas el màxim es donaria a l'hivern i no a la primavera com quan s'estudiava tota la sèrie.

La determinació de la tendència fent servir el període 1997–2001 resulta molt arriscada donat els pocs anys existents. Si es fessin servir els anys 1997–2006, les tendències són positives tot i que els coeficients de correlació són bastant més dolents. Això en principi voldria dir que es detecta una recuperació de la capa d'ozó deguda possiblement als efectes positius del seguiment del protocol de Montreal i les seves posteriors esmenes per la majoria de països. Segons *Yang et al.* (2006) la reducció en l'abundància de Cl i Br és la responsable del cessament de la disminució d'ozó a latituds mitges entre els 8 i els 25 km d'altitud però per sota els 18 km, la principal causa serien els canvis en el transport. No obstant, donades les recomanacions de no fer servir aquests últims anys, intentar treure conclusions no és adequat. És necessari esperar a que les dades estiguin correctament corregides per poder determinar novament les tendències.

7.5 La columna d'ozó de Barcelona al context global

Un cop vista la climatologia i les tendències de la columna total d'ozó a la regió de Barcelona, resulta interessant emmarcar aquests resultats dins del context global. Per aquest motiu, s'han escollit tres punts representatius de tres zones del planeta on l'ozó presenta una distribució diferent: $41,35^\circ$ N (Hemisferi Nord, HN), $41,35^\circ$ S (Hemisferi Sud, HS) i $12,35^\circ$ N (Equador). A la Figura 7.20 es representen els valors diaris i les mitjanes mensuals al llarg del 2006.

A la regió equatorial la columna total d'ozó és inferior a 300 UD durant tot l'any. La distribució estacional presenta un màxim al juliol quan és màxima la incidència de radiació solar UV. El cicle presenta una amplitud de 48 UD entre gener i juliol

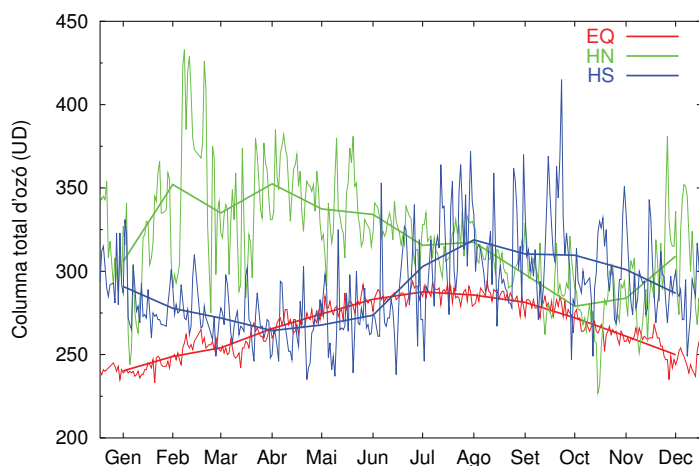


Figura 7.20: Columna total d'ozó diària i promitjada mensualment a 3 punts representatius de la regió equatorial (EQ) i de latituds a l'hemisferi nord (HN) i a l'hemisferi sud (HS)

i no és simètric respecte el màxim sinó que a la primera meitat de l'any presenta valors més baixos. La variabilitat interdiària és baixa.

A l'hemisferi nord, com ja s'ha detallat als apartats anteriors, la columna total d'ozó presenta un màxim al mes d'abril (~ 350 UD). Tot i que és possible que es donin episodis extrems d'augment de la concentració assolint valors fins a 450 UD com va ocórrer a finals de febrer del 2006. El mínim de concentració es registra a l'octubre amb 286 UD. La diferència entre els valors extrems promig és de 73 UD i la variabilitat interdiària és molt elevada, especialment durant la primavera i l'hivern.

A l'hemisferi sud es registra un comportament oposat al donat a l'hemisferi nord però amb diferències considerables, especialment en el que es refereix als valors absoluts. La distribució presenta un màxim a l'agost (~ 320 UD) i un mínim a l'abril amb 264 UD. L'amplitud del cicle estacional és llavors més baixa que a l'hemisferi nord, 55 UD.

El motiu d'aquesta desigual distribució és degut al transport d'ozó explicat a l'Apartat 7.2.1. La producció d'ozó a la regió equatorial està marcada principalment per les reaccions fotoquímiques donat l'elevat nivell de radiació solar UV incident. No obstant, el transport a escala global fa que sigui el punt del planeta on es donen les

concentracions més baixes (a part de la regió antàrtica durant la primavera austral). La circulació regida per les cèl·lules Brewer-Dobson fa que entre els mesos de febrer i maig (l'hivern i principis de primavera boreal) hi ha hagut un marcat transport d'ozó des de les regions font fins a latituds més altes. Durant l'hivern i la primavera austral, el transport s'inverteix i les cèl·lules Brewer-Dobson actuen principalment sobre l'hemisferi sud. No obstant, aquestes són més febles degut a una topografia menys abrupta i un menor contrast terra-oceà a l'hemisferi sud. Per aquest motiu el màxim de concentració d'ozó és menor en aquest hemisferi. Aquest transport diferenciat al llarg de l'any ocasiona l'asimetria de la corba de concentració d'ozó a les regions tropicals.

Sense entrar gaire en detall perquè no és l'objectiu d'aquest treball, s'ha volgut mostrar també les tendències als altres punts escollits. El propòsit és observar si la sèrie de mesures de 1978–2006 mostra la mateixa tendència a escala global o hi ha zones més afectades per la reducció en la concentració d'ozó estratosfèric. A la Figura 7.21 es mostren els valors mensuals de tota la sèrie. A la regió equatorial la variabilitat interanual és baixa reproduint-se els cicles estacionals amb moltes similituds. L'amplitud dels cicles es manté bastant constant, tot i que hi va haver un període entre 1985 i 1990 en que les diferències eren més petites degut principalment a un augment del valor mínim donat a l'hivern. A l'hemisferi sud les variacions interanuals són més grans, especialment durant els anys entre 1980 i 1992 alternant-se anys amb valors elevats amb anys amb menor concentració.

Observant la Figura 7.21 ja s'aprecia que la major tendència es dona a l'hemisferi nord durant el primer període de la sèrie (-10 UD per dècada a tota la sèrie). La tendència a l'hemisferi sud no és tan evident, igual que succeeix a l'equador. Seguint el mateix mètode que als apartats anteriors, es determina la tendència a cada punt a partir d'una regressió lineal de la sèrie 1979–2002 però sense tenir en compte els anys 1993 i 1994 ja que hi ha poques dades. Sembla ser que el satèl·lit Meteor 3 no va mesurar gaire correctament a l'hemisferi sud i a latituds baixes de l'hemisferi nord. El resultat obtingut és que a l'hemisferi sud es produeix una disminució de -8 UD per dècada, inferior a la de l'altre hemisferi. A la regió de l'Equador la tendència és d'1 UD per dècada però la regressió presenta un coeficient de correlació de 0,26, en canvi a l'altre cas és de 0,74. És evident llavors que la tendència és molt més clara a l'hemisferi sud que no pas a l'equador.

Per a aquest estudi s'han fet servir dades corresponents a punts dins de la malla

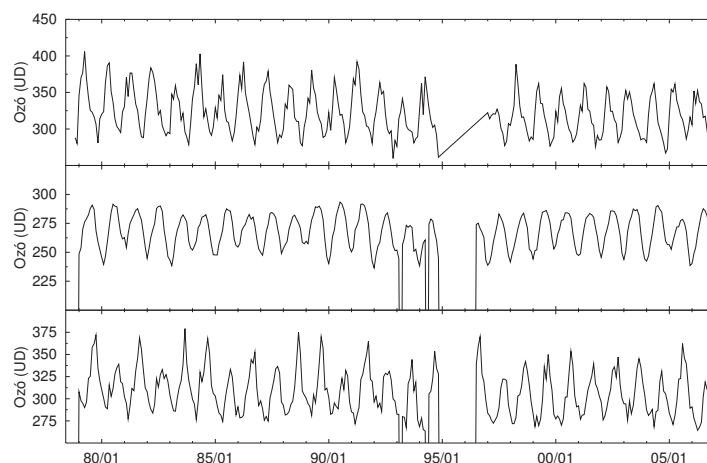


Figura 7.21: Mitjanes mensuals de la columna total d'ozó de la sèrie 1978–2006 a 3 punts representatius de l'hemisferi nord (41° N, panell superior), l'equador (12° N, panell intermig) i l'hemisferi sud (41° S, panell inferior)

dels satèl·lits, obtenint-se els resultats abans esmentats. En canvi, estudis que s'han basat en valors zonals de la columna total d'ozó entre els 35° i el 60° de latitud mostren que les tendències negatives són superiors a l'hemisferi sud (*IPCC*, 2006). Això és degut a que tenen en compte latituds mitges i altes on el rol de la disminució de l'ozó sobre l'Antàrtida durant la primavera austral juga un paper important en latituds circumdants.

7.6 Episodis extrems d'ozó: mini-forats i mini-altes

7.6.1 Introducció

Dins de la variabilitat temporal a curt termini de l'ozó estratosfèric cal esmentar els episodis extrems. Es tracta de períodes curts en els quals hi ha un augment o una reducció considerable dels valors normals d'ozó estratosfèric en un àrea d'escala local. Depenent del signe de la variació de la columna total d'ozó es parlarà de mini-forats o mini-altes.

Un mini-forat d'ozó és una àrea a escala sinòptica on hi ha una reducció forta de la columna total d'ozó. Estan caracteritzats per un descens brusc de les concentracions d'ozó seguit d'una igualment ràpida recuperació dels valors normals en un pocs dies (1 i 5 dies). Aquest cicle està directament relacionat amb els patrons meteorològics troposfèrics. El seu nom prové de la seva relativament petita escala horitzontal (1000 i 3000 km) en comparació amb el forat antàrtic i van ser definits per primera vegada per *Newman et al.* (1988).

Els mini-forats d'ozó es donen als dos hemisferis, majoritàriament durant l'hivern i principis de la primavera. *James* (1998b) va fer una climatologia d'aquests episodis als dos hemisferis conclouent que a l'hemisferi nord eren més freqüents tot i que a l'hemisferi sud, el forat de la capa d'ozó durant la primavera austral tenia un impacte important en el número de casos ja que representa una font de nivells molt baixos d'ozó que no es dona a l'altre hemisferi. El fet que tinguin una durada tan curta fa que es descarti l'origen fotoquímic per als mini-forats d'ozó (*Petzoldt*, 1993) i s'associïn a diferents processos dinàmics que contribueixen en un percentatge que encara està en discussió. Existeixen diversos treballs que expliquen el motiu de formació d'aquest tipus d'episodis a partir de diferents teories: desplaçament del vòrtex polar (*McKenna et al.*, 1989; *James et al.*, 2000; *Semane et al.*, 2002), influència d'ones planetàries (*Schoeberl and Krueger*, 1983), advecció des dels tròpics d'aire amb nivells baixos d'ozó (*Allaart et al.*, 2000) i el desplaçament vertical d'una massa d'aire isentròpica a la baixa i mitja estratosfera (*Iwao and Hirooka*, 2006).

De la mateixa manera es defineixen les mini-altes d'ozó, tot i que donat que no tenen el mateix impacte en la radiació solar UV han estat menys estudiades.

7.6.2 Elecció del llindar

Establir un criteri per a poder classificar un episodi com a extrem ja sigui mini-forat o mini-alta no resulta trivial. A la literatura existeixen diferents definicions del llindar per sota el qual el mínim d'ozó es considera mini-forat: *Bojkov and Balis* (2001) apliquen un llindar fix de 220 UD sobre àrees més grans de 500.000 km², valor que es redueix fins a 200 UD per a la Universitat de Viena. No obstant, la TOC mostra una forta variabilitat estacional amb amplituds d'unes 100 UD en valor mig a latituds mitges (80 UD sobre la zona d'estudi com ja s'ha mostrat), motiu pel qual alguns autors introdueixen llandars variables que segueixen patrons estacionals.

Koch et al. (2005) defineixen el llindar pels episodis extrems com la mitjana mensual (1980–1989) menys una desviació estàndard. Però com ja s'ha vist anteriorment, la llarga sèrie de la TOC revela una tendència negativa d'un 3% per dècada sobre la zona d'estudi durant els últims 30 anys. Considerant tant la variabilitat estacional com la de llarg termini, *James* (1998a) fa servir mitjanes mensuals zonals per definir un llindar més apropiat.

Com que els mini-forats d'ozó són el fenomen més estudiat i del que existeixen més criteris per avaluar el llindar d'ocurrència, s'estudiaran aquests aplicant després el mateix criteri per a les mini-altes. Els llindars estudiats es basaran en els criteris comentats i referenciats a la introducció:

Criteri 1- $TOC < 200$ UD Estudiant la sèrie 1978–2006 es troba que només en una ocasió la columna total d'ozó va estar per sota d'aquest llindar. El dia 10/01/2004 amb 191 UD

Criteri 2- $TOC < 220$ UD Augmentant el llindar en 20 UD es troben 3 dies més on es va superar aquest valor fix. Els dies són el 06/01/1999 amb 220 UD, el 28/11/2000 amb 210 UD i el 21/11/2004 amb 218 UD

Criteri 3- $TOC < \text{mitjana mensual} - 2 \text{ desviacions estàndard}$

Donada la forta variabilitat estacional de l'ozó total sembla més raonable fer servir un llindar variable que tindrà en compte les particularitats de cada mes. I el fet que la TOC hagi presentat una disminució des de que es van iniciar les observacions, especialment considerable als anys 80, és més coherent l'aplicació d'un llindar que respongui a aquesta variabilitat a llarg termini. Amb aquestes premisses s'obrien diferents possibilitats en quant als criteris: *James* (1998a) va plantejar l'aplicació de la mitjana mensual zonal menys 70 UD (valor escollit aleatòriament i que permet filtrar els episodis febles i moderats). L'ús d'aquest criteri a l'àrea d'estudi permet la detecció de 19 episodis de baix contingut d'ozó entre 1978 i 2007. Els casos es distribueixen durant els mesos d'hivern i principi de primavera. El resultat obtingut és consistent amb els treballs presentats per *James* (1998a) i *Stenke and Grewe* (2003). En canvi, no detecta cap episodi de baixa concentració d'ozó durant els mesos d'estiu o finals de primavera quan els baixos angles solars zenitals propicien nivells de radiació solar més elevats. Donat que l'objectiu final d'aquest treball és mostrar la influència de les disminucions d'ozó sobre la radiació UV s'ha decidit escollir un llindar més flexible i que permeti la detecció d'episodis que, tot

i classificar-se com a febles, serien potencialment més perillosos per l'augment de la irradiància solar. *Koch et al.* (2005) consideraven els casos que s'allunyaven en una desviació estàndard de la mitjana climàtica (1980–1989) mensual de la sèrie mesurada a Arosa (Suïssa). Partint d'aquest treball es va escollir un criteri més exigent, doblant la desviació (2σ) respecte a la mitjana mensual deixant fora de la classificació els episodis molt febles típicament estiuencs.

7.6.3 Climatologia dels episodis extrems

7.6.3.1 Mini-forats d'ozó

Aplicant el criteri proposat a l'apartat anterior es detecten 100 dies en que el valor de la columna total d'ozó està per sota el llindar. El número de casos sobre la regió NE de la Península varia entre un i vuit depenent de l'any, tot i que alguns d'ells poden agrupar-se resultant episodis més llargs (2–3 dies). Des de principis dels noranta, el número de dies de mini-forat d'ozó per any s'ha incrementat tot i que es donen menys anys amb un número excepcional de casos com es detectaven als anys vuitanta (Figura 7.22).

L'anàlisi dels llindars imposats en aquest treball revela que no hi ha una tendència clara en el seu valor pel període estiu/tardor (juliol-decembre) i a més mostra una baixa variabilitat interannual (Figura 7.22). Per una altra banda el llindar mig per als mesos d'hivern i primavera (gener-juny) mostra majors diferències interannuals, especialment entre 1979 i 1994. Un fet notori és el descens del llindar mig als mesos de finals d'hivern/primavera degut a l'erupció del Mont Pinatubo (Filipines) el juny de 1991 que va injectar tones d'aerosols a l'estratosfera provocant un descens global de la TOC entre 1992 i 1993. *James* (1998a) va trobar una substancial tendència negativa en els llindars mitjos (determinats amb la mitjana zonal mensual menys 70 DU) entre 1980 i 1993.

En termes generals, el major número de LOEs es detecta a l'hivern i principis de primavera mentre que a l'estiu hi ha només uns quants dies (Figura 7.23). Però, és destacable que el màxim de la distribució es troba al setembre. A mitjans d'hivern, la formació de mini-forats d'ozó es correspon amb una major activitat de “storm track” i durant el principi de primavera deguda al gradient de TOC entre latituds altes i subtropicals (*James*, 1998a). L'anomalia mitjana de l'ozó (diferència absoluta

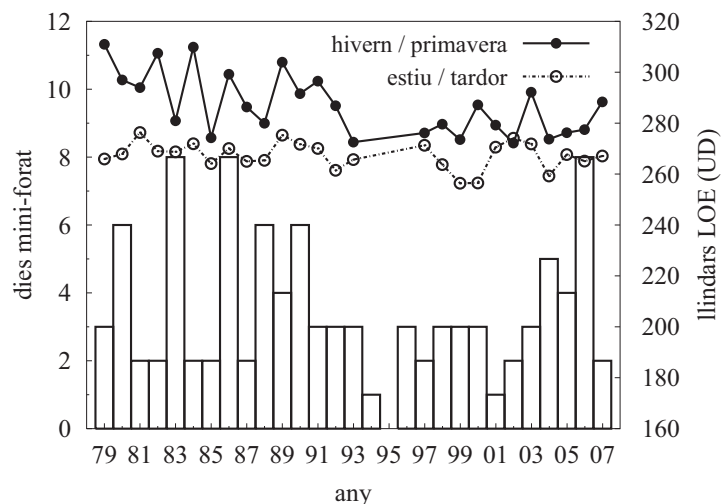


Figura 7.22: Número de dies de mini-forat d'ozó per any des de 1979 a 2007 (eix esquerre) sobre l'àrea de Barcelona. Valor mig dels llimars pels períodes hivern/primavera i estiu/tardor (eix dret) a cada any corresponent

respecte a la corresponent mitjana mensual) varia entre 55 i 70 UD a l'hivern i principis de primavera amb un màxim al febrer, tot i que la major anomalia va ser enregistrada el març del 2007 (106 UD). Les més baixes en aquest període són inferiors a 40 UD i es poden considerar episodis mitjans o febles.

Stick et al. (2006) van apuntar que els episodis de baixa concentració d'ozó a finals de primavera eren conseqüència d'una reducció d'ozó induïda dinàmicament a la UTLS² (Upper Troposphere Lower Stratosphere).

En general, els LOE a l'estiu i tardor han de ser classificats com a febles ja que la majoria d'ells mostren anomalies d'ozó inferiors a 30 UD. La comparació dels resultats amb altres treballs a latituds mitges permet concloure que 40 UD pot ser el llindar d'anomalies per definir episodis moderats (corresponent a les anomalies mitges entre juny i octubre). *Orsolini et al.* (2003) van demostrar que els LOEs intensos que es donen al període estival sobre el nord de Noruega estan relacionats amb el desplaçament meridional d'una massa d'aire estratosfèrica molt pobra en

²La UTLS és una regió altament acoplada on dinàmica, química, microfísica i radiació estan fonamentalment interconnectades. En la UTLS l'ozó està controlat per processos de transport com l'intercanvi estratosfera-troposfera i per processos químics. A més la microfísica de núvols fa que la distribució de temperatura i aerosols també influencii

ozó que resideix sobre l'Àrtic. No obstant, aquest desplaçament afectaria el nord d'Europa i rarament a latituds més al sud com l'àrea mediterrània.

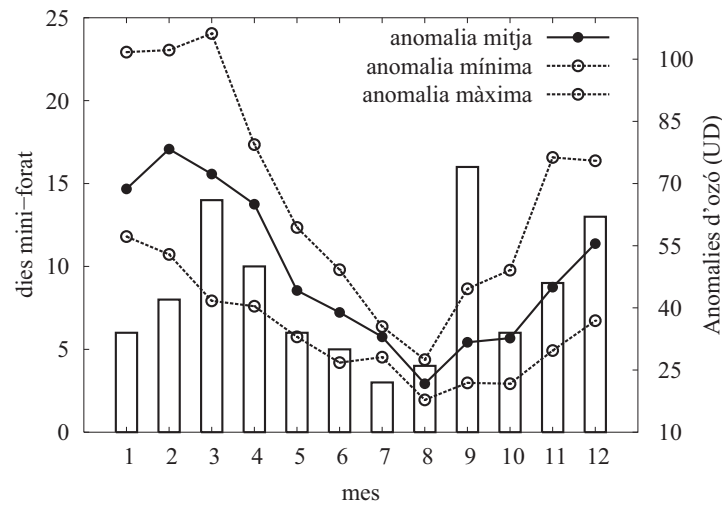


Figura 7.23: Número de dies de mini-forats per mes entre 1979 i 2007 (eix esquerre) i anomalies (mínim, mitja i màxim) de tots els mini-forats en cada mes per l'àrea de Barcelona (eix dret)

7.6.4 Episodis extrems: dos casos d'estudi

7.6.4.1 Anàlisi de l'episodi extrem de gener del 2004

El primer episodi extrem que s'ha estudiat és el corresponent a gener del 2004. El motiu pel qual s'ha escollit aquest episodi per analitzar en profunditat ve marcat principalment pels següents motius:

- La columna total mesurada durant l'episodi es correspon amb el mínim històric enregistrat a la Península Ibèrica (*Gil et al., 2004*)
- L'episodi es va donar en uns dies amb cel serè el que permet estudiar la irradiància UV sense interferències dels núvols
- Hi ha disponibilitat de mesures per tal de caracteritzar l'episodi extrem des de tots els punts de vista: satèl·lit, radiosonda i piranòmetre de banda ampla

- Es podran establir comparacions amb el treball publicat per *Antón et al.* (2007) on s'estudia de forma semblant aquest episodi al SO d'Espanya

Descripció de l'episodi L'episodi de gener del 2004 es dona entre els dies 8 i 12, tot i que es troba dins d'un període de valors per sota del valor climàtic 1998–2006 (306 ± 41 UD). Mentre dura l'episodi els valors de la columna estan per sota el valor climàtic menys dues vegades la desviació estàndard (límit més baix per a tenir un nivell de confiança del 95%). El mínim d'ozó es correspon amb el 10 de gener amb 191 UD sobre la zona d'estudi, el que representa la concentració d'ozó més baixa de la sèrie completa de dades. Els nivells de la columna total d'ozó mesurats per TOMS i OMI durant els dies de gener entre 1996 i 2007 varien des de 191 UD i 506 UD (315 UD de diferència) amb un valor climatològic mig de 311 ± 40 UD. La TOC durant el mini-forat d'ozó va patir una reducció de 3 vegades la desviació estàndard (o 40% per sota la mitjana mensual de gener entre 1996 i 2007). A partir del dia 12, els valors es recuperen tot i que es mantenen per sota la mitjana climàtica. Cal assenyalar, però que a partir del dia 18 es produeix un augment de la concentració per sobre de la mitjana més dues vegades la desviació. És el que es defineix com a mini-alta d'ozó. En aquella ocasió la TOC es va situar a 408 UD implicant una diferència absoluta de 217 UD en 9 dies. La Figura 7.24 mostra la columna total d'ozó mesurada amb el TOMS a un àrea centrada sobre la zona d'estudi (35° O– 35° E i 20° – 70° N) entre els dies 8 i 19 de gener de 2004 apreciant-se els dos episodis extrems de característiques oposades: el mini-forat i la mini-alta d'ozó.

Mecanismes de formació La situació sinòptica va estar caracteritzada per un fort sistema d'altres pressions situat al sud-oest de la Península Ibèrica. Aquesta situació va començar durant els dies previs quan el potent anticicló de les Açores es va desplaçar cap a l'est intensificant-se el 10 de gener. L'àrea d'estudi va romandre sota el sistema d'altres pressions tant en superfície com al nivell de 500 hPa fins que la situació va canviar completament el 16 de gener quan una baixa situada al nord-est d'Espanya va portar una massa d'aire des de latituds més altes (NO). La Figura 7.25 mostra les reanàlisis meteorològiques a partir de dades de l'NCEP (National Centers for Environmental Prediction)³ corresponents a les dates en que va durar el mini-forat d'ozó. En altura s'observa que el nivell geopotencial de 500 hPa va

³Els mapes consultats són generats pel servei meteorològic alemany (Wetterzentrale) i estan disponibles a la web <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/tkreaar2.htm>

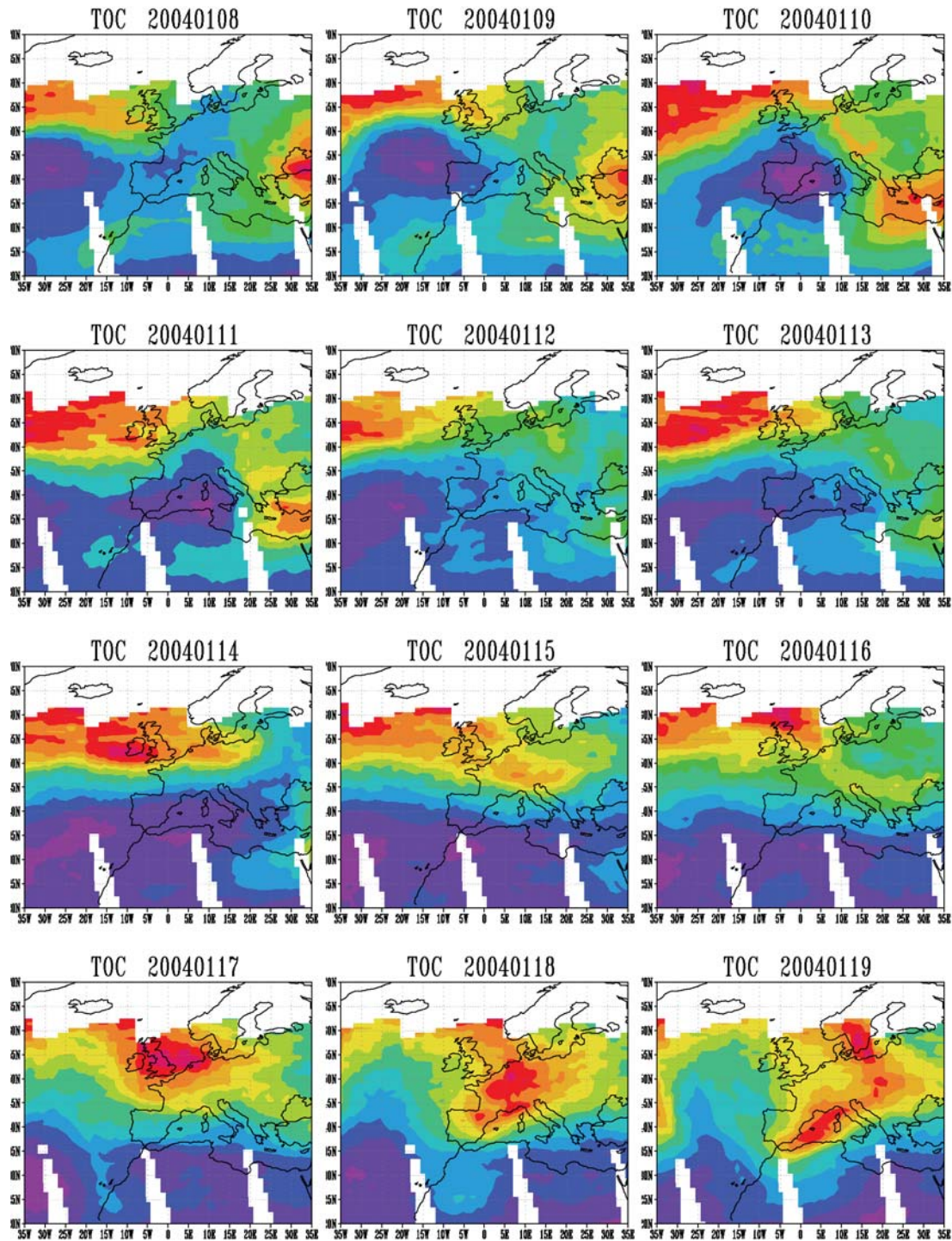


Figura 7.24: Columna total d'ozó (UD) mesurada amb el sensor TOMS (Earth Probe) entre el 8 i el 19 de gener de 2004. S'ha escollit per a la representació l'àrea centrada a la regió d'estudi. El panell superior dret correspon a l'episodi de mini-forat d'ozó i el panell inferior internig, al de mini-alta d'ozó

ascendir de 5600 mgp a 5800 mgp, aproximadament en només un dia. Més evident és al sud-oest de la Península on està situat el centre de l'anticicló durant el mínim del dia 10. Els dies posteriors persisteix la situació anticiclònica tot i que el centre es desplaça cap a l'oest i els nivells geopotencials descendeixen. Així, per exemple, el dia 18 es va produir un descens d'uns 200 mgp degut al desplaçament de l'anticicló per part de la massa d'aire polar abans esmentada.

Les retrotrajectòries isentròpiques HYSPLIT a 96-hores (Figura 7.26) revelen que l'origen de la massa d'aire a 18 i 20 km d'altitud (rang que més contribueix a la columna total d'ozó) era una regió de latituds subtropicals (uns 30° N) considerada pobre en ozó. Però els baixos nivells d'ozó no van ser només conseqüència de l'advecció d'aquesta massa d'aire amb baixa proporció de mescla d'ozó sinó que altres mecanismes van intensificar el mínim de la columna.

Tal i com mostren les trajectòries, la presència de l'anticicló va forçar l'ascens dels nivells isentròpics (20 i 22 km) que va comportar la disminució del contingut d'ozó a partir de la disminució del gruix de l'espessor de la capa d'ozó. Coincidint amb el mínim d'ozó es va produir un desplaçament vertical de la superfície isentròpica de temperatura potencial 450 K i un refredament al nivell de 18 km (9°C per sota de la mitjana climàtica corresponent al mes de gener pel període 1997–2007), com mostra la Figura 7.27 als panells superior i intermedi.

En termes generals, els dies al voltant del mínim d'ozó van mostrar aquest patró de valors per sota les corresponents mitjanes climàtiques per gener. Durant els primers dies de l'any 2004 la tropopausa va estar en general més elevada i més freda que els valors típics per aquell mes tot i que el dia 10 de gener, particularment, mostra un comportament oposat al dels altres dies. Coincidint amb el mínim d'ozó la tropopausa no es troba a la seva posició més elevada (Figura 7.27 —panell inferior—). Per altra banda, en contraposició, durant la mini-alta d'ozó del 18 de gener la tropopausa va estar situada 6 km per sota de la posició dels dies previs. Així doncs, l'ascens isentròpic juntament amb l'advecció d'una massa d'aire pobre en ozó des de latituds més baixes va causar el mini-forat d'ozó del 10 de gener.

Influència sobre la radiació UV Les altes pressions registrades durant la primera quinzena de gener del 2004 van induir cels serens. A més, d'acord amb l'anàlisi dels paràmetres òptics determinats a partir de les mesures del fotòmetre CIMEL, les propietats dels aerosols es van mantenir constants tant en concentració com en dis-

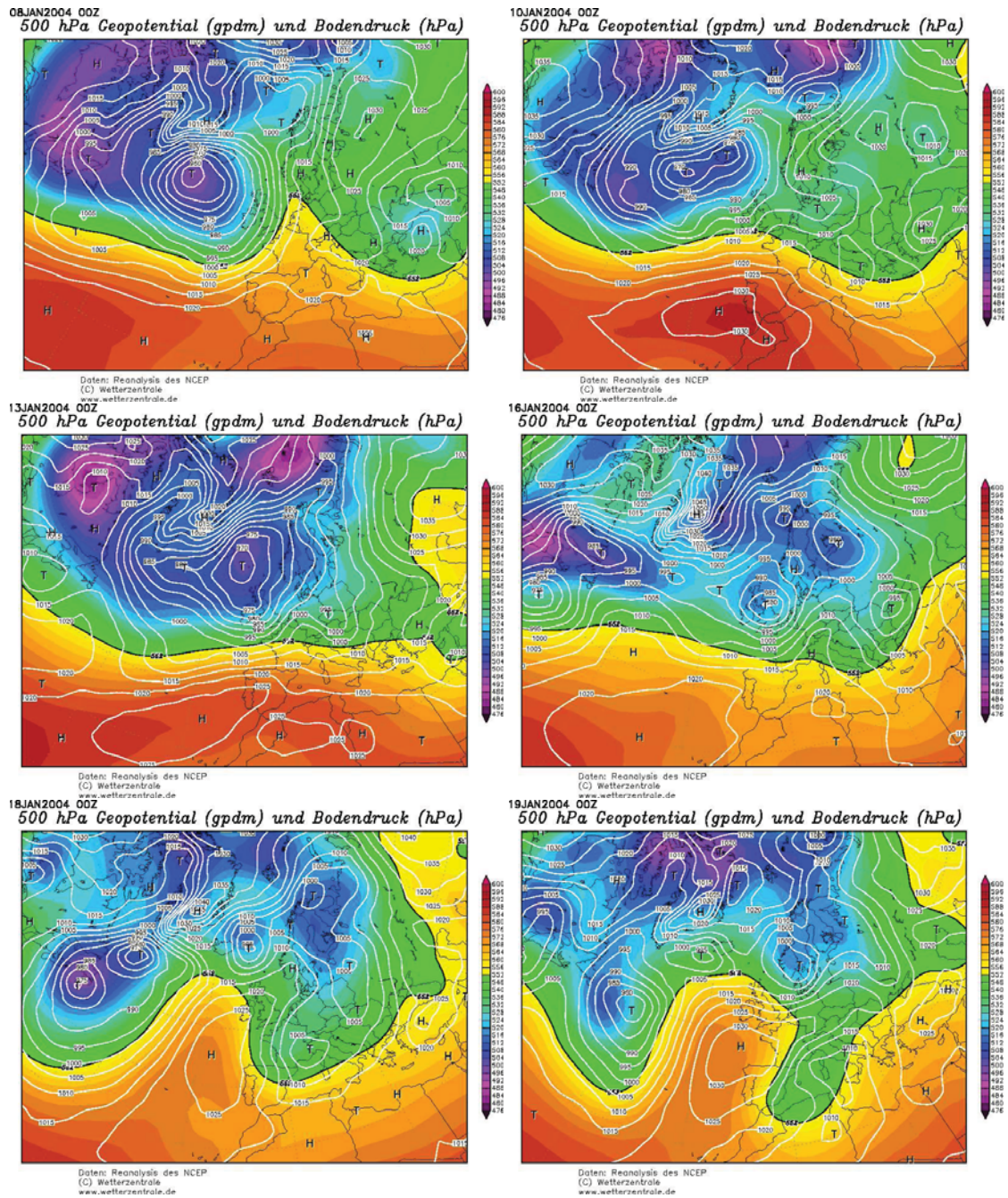


Figura 7.25: Reanàlisis meteorològiques a partir de dades de l'NCEP d'alguns dies escollits entre el 8 i el 19 de gener del 2004 on s'inclou la situació sinòptica del mini-forat (10 gener, figura superior dreta) i la mini-alta (18 gener, figura inferior esquerra). Font: Wetterzentrale

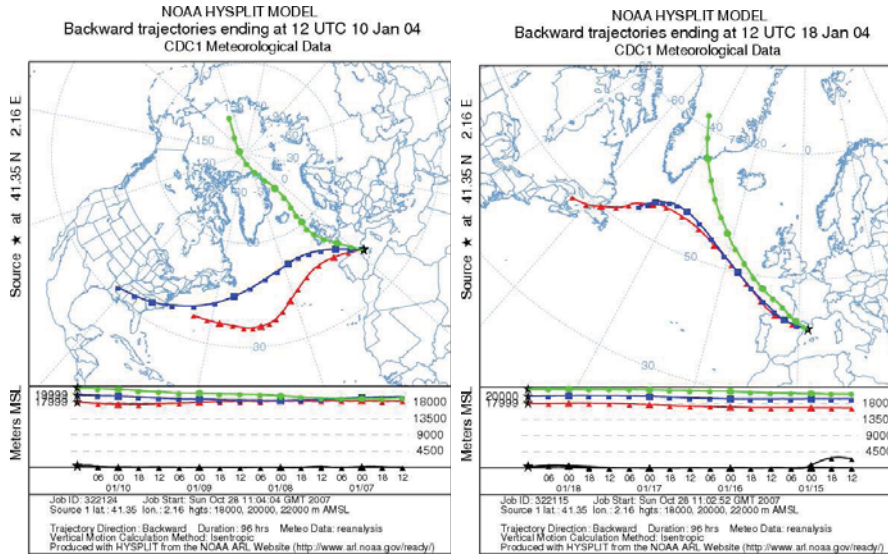


Figura 7.26: Retrotrajectòries isentròpiques HYSPLIT a 96-h per als nivells de 18, 20 i 22 km d'altitud amb origen a Barcelona ($41.35^{\circ}N$ i $2.16^{\circ}E$) per als dies de mini-forat d'ozó, 10 de gener de 2004 (esquerra) i de mini-alta d'ozó, 18 de gener de 2004 (dreta)

tribució de mides al llarg de l'episodi. L'absència de núvols i les escasses variacions en la terbolesa apunten a que els baixos nivells d'ozó van ser els principals responsables de l'increment observat a la radiació UV (Figura 7.28).

El dia 9 de gener la irradiància eritemàtica màxima diària (mesurada a les 12 UTC) va ser $0,042 \text{ Wm}^{-2}$ augmentant fins a $0,057 \text{ Wm}^{-2}$ el dia 10 de gener, el que representa un increment del 37,5%. Durant l'episodi l'UVI va arribar fins a 2,3 (una pujada de gairebé una unitat respecte el valor mesurat l'any 2005 a la mateixa hora). La diferència de 200 UD en la columna d'ozó i la baixa terbolesa atmosfèrica van afavorir l'increment més marcat respecte l'any 2003 (una pujada en irradiància solar eritemàtica de $0,030 \text{ Wm}^{-2}$).

Tot i que les diferències en termes absoluts són altes, els característics valors baixos d'irradiància solar al mes de gener en latituds mitges i al nivell del mar minimitza els perillosos efectes eritemàtics fent que siguin poc rellevants en termes relatius. No obstant, el ràpid i inesperat augment de radiació solar UV pot produir un impacte negatiu sobre sistemes que estan, per exemple, en un estadi inicial de creixement ja que estan adaptats a nivells d'irradiància solar més baixos típics de gener (*Schmalwieser et al.*, 2004).

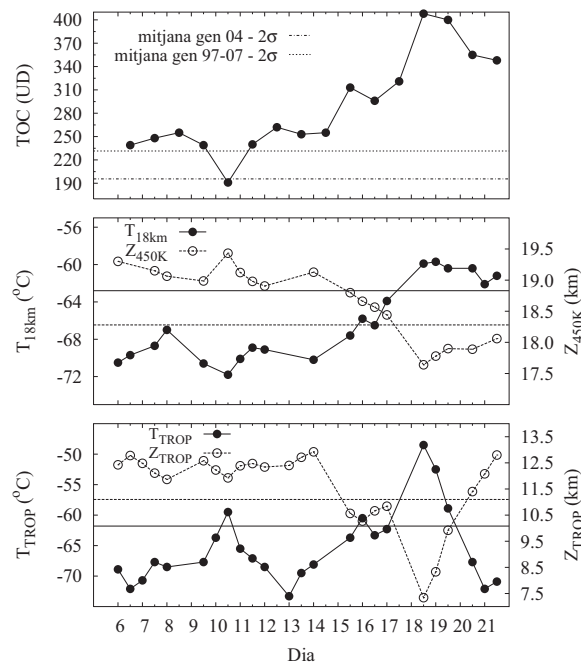


Figura 7.27: Anàlisi del mini-forat d'ozó (6–21 gener): TOC diària (TOMS) i mitjanes climàtica i mensual per gener (panell superior); temperatura a 18 km i altura de la superfície isentròpica de 450 K (panell intermedi); temperatura i altura geopotencial de la tropopausa i nivells mitjans per gener (panell inferior). Les mitjanes han estat calculades amb dades de radiosondes (1998–2007)

El RAF per a la irradiància eritemàtica a les 1200 UTC ($SZA \sim 63^\circ$) determinat comparant el dia del mini-forat d'ozó amb els dies propers al voltant varia entre 1,4 i 1,5. Aquests factors són lleugerament superiors als proposats per *Madronich et al.* (1998) per a gener a $30^\circ N$. Aquest fet mostra el fort decreixement de la TOC en pocs dies mentre va durar l'episodi.

7.6.4.2 Anàlisi de l'episodi extrem d'ozó d'abril de 2004

El 20 d'abril, l'espectroradiòmetre Bentham i el piranòmetre YES van enregistrar una pujada inusual de radiació solar UV a Barcelona. Aquest increment no va ser més pronunciat degut a la presència de núvols mitjos i alts al llarg del dia. El màxim diari va ser de 192 mWm^{-2} o un UVI equivalent de 7,7 que va suposar un increment d'una unitat respecte el dia anterior fins a valors considerats "Alts"

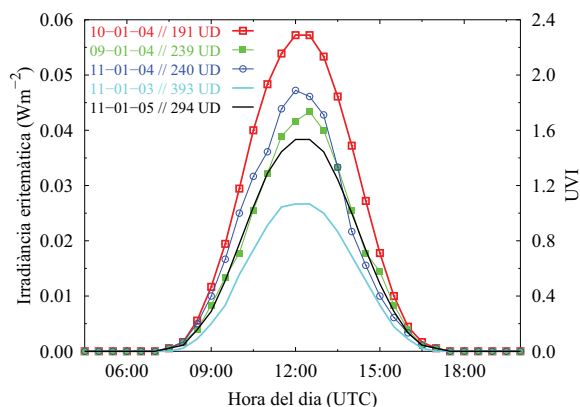


Figura 7.28: Irradiància eritemàtica i UVI mesurats el 10 de gener de 2004 en comparació amb altres dies. Totes les mesures han estat realitzades amb un radiòmetre de banda ampla YES UVB1 instal·lat a Barcelona

d'acord amb les categories d'exposició recomanades per la OMM. En comparació amb altres anys representa un increment d'un 30% ja que el nivell màxim mig corresponent al mes d'abril és de 148 mWm^{-2} (5,9 d'UVI). La Figura 7.29 mostra la irradiància eritemàtica i l'UVI equivalent pel dia 20 d'abril del 2004 i el mateix dia per altres anys (en cas de condicions de cels tapats s'han escollit altres dies pròxims). L'augment de radiació solar UV va ser una conseqüència de la disminució dels valors normals de la TOC. El 20 d'abril el contingut d'ozó sobre Barcelona va ser 288 UD, el que representa 73 UD per sota la mitjana estacional en aquesta regió geogràfica. A l'abril, la mitjana pel període 1997–2007 és 361 ± 33 UD.

En aquest cas, el RAF per a les mesures eritemàtiques a les 1200 UTC ($\text{SZA} \sim 30^\circ$) determinat amb el dia del mini-forat d'ozó i el dia anterior va ser inferior a 1 degut a les baixes variacions d'ozó.

La irradiància solar espectral mesurada amb l'espectroradiòmetre també va detectar l'efecte de la disminució de la TOC (Figura 7.30). La irradiància espectral global al voltant del migdia va augmentar un 80% a 300 nm respecte el dia anterior, disminuint l'increment fins a un 31% a 305 nm. L'increment va ser major si es compara amb l'any següent 2005 (36% a 310 nm). Tot i que el mínim assolit durant aquest episodi no va ser tan baix com altres ocorreguts a l'hivern, les implicacions per la irradiància eritemàtica li donen una major rellevància. Durant els dies previs la TOC va ser superior a la mitjana climàtica amb la qual cosa les diferències

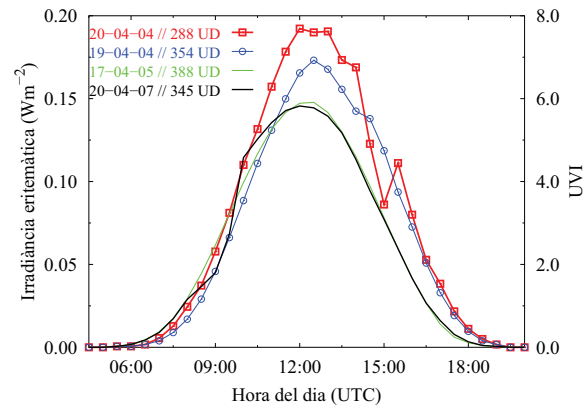


Figura 7.29: Irradiància eritemàtica i UVI mesurats el 20 d'abril de 2004 en comparació amb altres dies. Totes les mesures han estat realitzades amb un radiòmetre de banda ampla YES UVB1 instal·lat a Barcelona

en irradiància UV van ser més importants per un període de temps curt (excepte pels dies ennuvolats). Les retrotrajectòries HYSPLIT a 96h no revelen transport des d'àrees pobres en ozó a l'estratosfera mitja ja que l'origen de la massa d'aire a 18 km va ser 50° N.

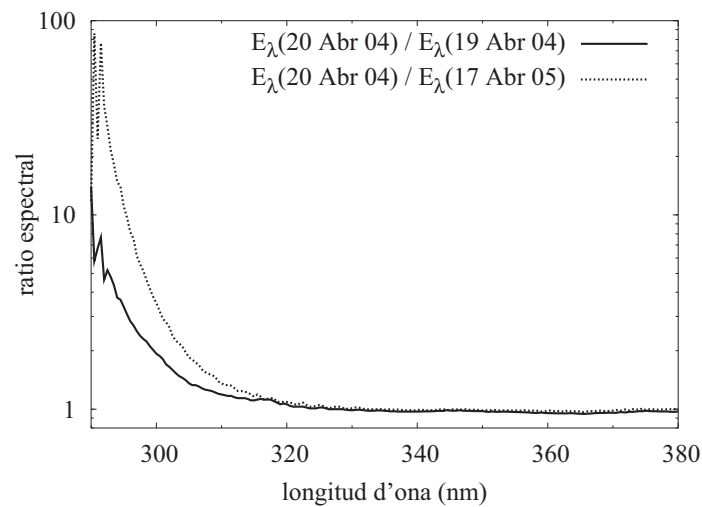


Figura 7.30: Dependència espectral de la ràtio entre irradiàncies a les 12 UTC per dos casos: 20 d'abril i el dia anterior (línia discontinua) i 20 d'abril i el 17 d'abril de l'any següent, 2005

D'altra banda, el 20 i 21 d'abril es va produir un refredament del nivell de 18 km

respecte els dies anteriors tot i que no per sota del valor mig 1998–2007. Igualment un ascens de la superfície isentròpica corresponent a 450 K va ser detectat coincidint amb el mínim d'ozó. L'acoplament amb les propietats de la tropopausa s'estableix clarament a la Figura 7.31. Durant el LOE l'altura de la tropausa va pujar per sobre el nivell mig segons l'estació de l'any i el lloc afavorida per una regió d'altres pressions. Hi ha treballs (*Stick et al., 2006*) que relacionen els episodis extrems d'ozó que es donen a finals de primavera amb processos dinàmics a la regió UTLS.

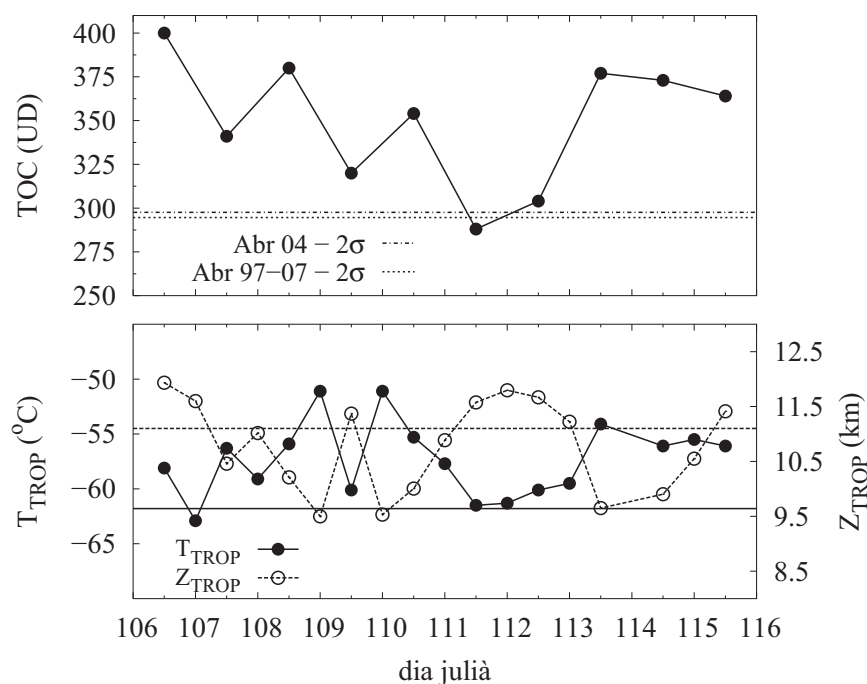


Figura 7.31: Anàlisi del LOE (15–25 d'abril): TOC diària (TOMS) i mitjanes climàtica i mensual per abril (panell superior); temperatura i altura geopotencial de la tropopausa i nivells mitjos per gener (panell inferior). Les mitjanes han estat calculades amb dades de radiosondes (1998–2007)

Bibliografia

- Allaart, M., P. Valks, R. van der A, A. Piters, H. Kelder, and P. van Velthoven (2000), Ozone mini-hole observed over Europe, influence of low stratospheric temperature on observations, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(24), 4089–4092, doi:10.1029/2000GL012212.
- Antón, M., M. L. Cencillo, A. Serrano, J. M. Vaquero, and J. A. García (2007), Ozone mini-hole over southwestern Spain during January 2004: Influence over ultraviolet radiation, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L10808, doi:10.1029/2007GL029689.
- Bluth, G. J. S., S. D. Doiron, C. C. Schnetzler, A. J. Krueger, and L. S. Walter (1992), Global tracking of the SO_2 clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions, *Geophys. Res. Lett.*, *19*, 151–154.
- Bojkov, R. D., and D. S. Balis (2001), Characteristics of episodes with extremely low ozone values in the northern middle latitudes 1957–2000, *Ann. Geophys.*, *19*, 797–807.
- Brewer, A. W. (1949), 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.
- Campmany, E. (2005), Predicció de la radiació solar espectral UV mitjançant models de dispersió múltiple. Aplicació a l'índex UV a Catalunya, Ph.D. thesis, Universitat de Barcelona.
- Chapman, S. (1930), A theory of upper atmospheric ozone, *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, *3*, 103.
- Cordero, E., P. A. Newman, C. Weaver, and E. Fleming (2000), *Stratospheric dynamics and the transport of ozone and other trace gases*, chap. 6, NASA's Goddard Space Flight Center.

- Demirhan, D., C. Kahya, S. Topcu, and S. Incecik (2005), Total ozone variation in south eastern Europe, *Int. J. Rem. Sens.*, 26(16), 3479–3486.
- Dessler, A. (2000), The chemistry and physics of stratospheric ozone, in *International Geophysics Series, vol 74*, Edited by Dmowska, R et al.
- Dobson, G. M. B. (1956), Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere, *Proc. R. Soc. Lond.*, A236, 197–193.
- García, R. (1994), Causes of ozone depletion, *Physics World, April*, 49–55.
- Gil, M., C. Parrondo, M. Navarro, E. Cuevas, A. Redondas, J. L. Camacho, A. Labajo, D. S. Balis, and C. S. Zerefos (2004), Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter, in *XX Proc. Quadrennial Ozone Symp.*
- Hoinka, K. P., H. Claude, and U. Köhler (1996), On the correlation between tropopause pressure and ozone above Central Europe, *Geophys. Res. Lett.*, 23(14), 1753–1756.
- IPCC (2006), *Safeguarding the ozone layer and the global climate system*, chap. Chapter 1: Ozone and climate: a review of interconnections, Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Iwao, K., and T. Hirooka (2006), Dynamical quantifications of ozone mini-hole formation in both hemispheres, *J. Geophys. Res.*, 111, D02104, doi:10.1029/2005JD006333.
- James, P. M. (1998a), A climatology of ozone mini-holes over the northern hemisphere, *Int. J. Climatol.*, 18, 1287–1303.
- James, P. M. (1998b), Interhemispheric comparison of ozone mini-hole climatologies, *Geophys. Res. Lett.*, 25(3), 301–304.
- James, P. M., D. Peters, and D. W. Waugh (2000), Very low ozone episodes due to polar vortex displacement, *Tellus B*, 52(4), 1123–1137.
- Koch, G., H. Wernli, C. Schwierz, J. Staehelin, and T. Peter (2005), 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.
- Lorente, J., X. de Cabo, and E. Campmany (2002), Predicción diaria del índice UV a partir de la columna total de ozono observada por el TOMS, in *Proceedings 3a Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, vol. III, pp. 1394–1396.

- Lorente, J., Y. Sola, E. Campmany, X. de Cabo, and A. Redaño (2008), Climatology of ozone “mini-hole” events and their influence on UV solar radiation in Barcelona (Spain), in *Proc. Int. Radiation Symp. 2008*.
- Madronich, S., R. McKenzie, L. Björn, and M. Caldwell (1998), Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth’s surface, *J. Photochem. Photobiol. B: Biol.*, 46(1-3), 5–19, doi:10.1016/S1011-1344(98)00182-1.
- McCormick, M. P., and R. E. Veiga (1992), Sage II measurements of early Pinatubo aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 155–158.
- McKenna, D. S., R. L. Jones, J. Austin, E. V. Browell, M. P. McCormick, A. J. Krueger, and A. Tuck (1989), Diagnostic studies of the Antarctic vortex during the 1987 Airborne Antarctic Ozone Experiment- Ozone miniholes, *J. Geophys. Res.*, 94(D9), 11,641–11,668.
- Newman, P. A., L. R. Lait, and M. R. Schoeberl (1988), The morphology and meteorology of southern hemisphere Spring total ozone mini-holes, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 923–926.
- Orsolini, Y. J., H. Eskes, G. Hansen, U. P. Hoppe, A. Kylling, E. Kyrö, J. Notholt, R. Van Der A, and P. Von Der Gathen (2003), Summertime low-ozone episodes at northern high latitudes, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 3265–3275.
- Petzoldt, K. (1993), The role of the dynamics for the total ozone deviations from the long-term mean over the northern hemisphere in the winter 1991/1992, *NATO Adv. St. Inst. series volume: The role of the stratosphere in global change*.
- Reed, R. J. (1950), The role of vertical motions in ozone weather relationships, *J. Meteorol.*, 7, 263–267.
- Sachs, L., and J. Hedderich (1974), *Angewandte Statistik*, 552 pp., Springer Berlin.
- Salby, M. L., and P. F. Callaghan (1993), Fluctuations of total ozone and their relationship to stratospheric air motions, *J. Geophys. Res.*, 98, 2715–2727.
- Schmalwieser, A. W., G. Schauburger, P. Skomorowski, and M. Janouch (2004), Mini ozone holes and extreme day-to-day changes of TOC over Central Europe and their influence to the biologically effective ultraviolet radiation, in *XX Proc. Quadrennial Ozone Symp.*, pp. 1144–1145.

- Schoeberl, M. R., and A. J. Krueger (1983), Medium Scale Disturbances In Total Ozone During Southern Hemisphere Summer, *B. Am. Meteorol. Soc.*, *64*(12), 1358–1365.
- Schubert, S. D., and M. J. Munteanu (1988), An Analysis of Tropopause Pressure and Total Ozone Correlations, *Mon. Weather Rev.*, *116*(3), 569–582.
- Semane, N., H. Teitelbaum, and C. Basdevant (2002), A very deep ozone minihole in the Northern Hemisphere stratosphere at mid-latitudes during the winter of 2000, *Tellus*, *54*(4), 382–389.
- Sola, Y., and J. Lorente (2008), Impact of low ozone events on solar UV radiation over the North-East of Spain, *Int. J. Climatol.*, *submitted*.
- Sola, Y., J. Lorente, and X. de Cabo (2008), Cambio climático y radiación solar UV, in *Las fronteras de la física y la química ambiental en Ibero América. Actas del V Congreso de Iberoamericano de Física y Química Ambiental*, p. 73.
- Steinbrecht, W., H. Claude, U. Köhler, and K. P. Hoinka (1998), Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes, *J. Geophys. Res.*, *103*(D15), 19,183–19,192.
- Stenke, A., and V. Grewe (2003), Impact of dynamically induced ozone mini-hole events on PSC formation and chemical ozone destruction, *Adv. Space Res.*, *33*, 1062–1067, doi:10.1016/j.asr.2003.08.001.
- Stick, C., K. Krüger, 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.
- Stolarski, R. S., P. Bloomfield, R. D. McPeters, and J. R. Herman (1991), Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data, *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 1015–1018.
- Tung, K. K., and H. Yang (1988), Dynamic variability of column ozone, *J. Geophys. Res.*, *93*, 11,123–11,128.
- Varotsos, C., C. Cartalis, A. Vlamakis, C. Tzanis, and I. Keramitsoglou (2004), The Long-Term coupling between column ozone and tropopause properties, *J. Climate*, *17*(19), 3843–3854.

Yang, E. S., D. M. Cunnold, R. J. Salawitch, M. P. McCormick, J. Russell III, J. M. Zawodny, S. Oltmans, and M. J. Newchurch (2006), Attribution of recovery in lower-stratospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, *111*, D17309, doi: 10.1029/2005JD006371.

