

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

6 Efecte d'altitud a la irradiància solar UV

La motivació del present capítol és la determinació de l'efecte d'altitud en la irradiància solar UV a partir de les dades de la campanya observacional VELETA-2002 i les simulacions del model de transferència radiativa SBDART.

El treball presentat en aquest Capítol 6 de la memòria de la tesi és consultable a les publicacions Sola et al. (2008) i Lorente et al. (2004).

6.1 Introducció al capítol

Com ja s'ha vist als capítols previs, sota condicions de cels serens la irradiància solar UV que arriba a la superfície terrestre depèn d'un gran nombre de factors, incloent el SZA, la columna total d'ozó, l'albedo superficial, la turbulència atmosfèrica i l'altitud. De tots els factors dels quals depèn la irradiància solar UV, aquest capítol se centrarà en l'efecte de l'altitud (AE). La irradiància solar UV global (difusa més directa) augmenta amb l'altitud degut al menor camí òptic que han de recórrer els raigs solars a través de l'atmosfera i que, conseqüentment, disminueixen els processos d'absorció i de dispersió donats.

Experimentalment l'AE s'expressa com l'increment relatiu de la irradiància (en $\%km^{-1}$) del punt més alt respecte el punt més baix (*Blumthaler et al.*, 1997; *Pfeifer et al.*, 2006).

$$AE = \left(\frac{E_h - E_l}{E_l} \cdot \frac{1}{z_h - z_l} \right) \cdot 100, \quad (6.1)$$

on E_h i E_l són les irradiàncies al punt més alt i més baix, respectivament i $z_h - z_l$ és la diferència en altitud entre els dos llocs en km. Amb més exactitud, l'AE hauria d'expressar-se en termes de la diferència de pressió en comptes de la diferència d'altitud ja que és físicament consistent amb el fet que la massa d'aire continguda en una capa d'aire entre dos nivells de pressió és aproximadament constant. En aquest sentit *Krotkov et al.* (1998) van demostrar, fent servir models de transferència radiativa, que el percentatge de variació UV és lineal amb la diferència de pressió entre dos nivells. No obstant, en estudis observacionals normalment l'AE es defineix en termes de la diferència d'altitud entre dos llocs fixes, negligint petites correccions de pressió. Per aquest motiu, en aquest capítol se seguirà aquesta metodologia per poder comparar amb altres estudis ja existents.

L'elecció de la banda espectral permetrà discriminar el comportament de l'AE espectral o integrar el valor sobre un rang específic, UVA (320–400 nm) o UVB (280–320 nm) per exemple. En algunes aplicacions que es desenvoluparan l'UV AE es defineix com l'increment d'irradiància biològicament efectiva amb l'altitud i més concretament de la irradiància eritemàtica.

Estudis observacionals de l'efecte d'altitud han estat desenvolupats a diferents llocs i sota diferents condicions atmosfèriques, on les mesures van ser realitzades generalment amb radiòmetres espectrals o de banda ampla amb diferents característiques òptiques, rang de longituds d'ona i resposta espectral. Pocs d'aquests estudis presenten l'AE a partir de mesures simultànies.

El límit inferior teòric per l'AE (degut a una diferència de pressió de 100 hPa) disminueix del 10% a 300 nm al $\sim 5\%$ a 330 nm per SZA de 50° (*Krotkov et al.*, 1998). La majoria de les mesures experimentals de l'AE són més altes que aquest límit teòric degut a l'addicional disminució de l'ozó i els aerosols amb l'altitud. Per exemple, l'AE determinat per *Blumthaler et al.* (1992) a partir de totals anuals als Alps és del $19\% \text{ km}^{-1}$ per l'UVB i de $11\% \text{ km}^{-1}$ per l'UVA. Mesures simultànies de la irradiància espectral mostren un AE del $9\% \text{ km}^{-1}$ a 370 nm i del $24\% \text{ km}^{-1}$ a 300 nm (*Blumthaler et al.*, 1994). Un AE més baix a 380 nm va trobar *Cabrera et al.* (1995) a Xile: $4\% \text{ km}^{-1}$ per condicions d'aire net i $8\% \text{ km}^{-1}$ per condicions de terbolesa elevada. *Piazena* (1996) va mesurar un increment d'un 8–10% km^{-1} per

l'UVB als Andes xilens tropicals. *Dubrovský* (2000) va presentar un AE per l'UVB que variava entre el 4 i el 8% km^{-1} per mesures realitzades a la República Txeca amb mitjanes de 10 mesos. *McKenzie et al.* (2001) van determinar que l'AE, fent servir mesures de Mauna Loa (Hawaii) i Lauder (Nova Zelanda), presentava una disminució quan ambdós llocs estaven sota condicions d'aire prístí tal i com mostren els models teòrics. *Zaratti et al.* (2003) van trobar que la irradiància eritemàtica augmentava amb l'altitud a un ritme aproximat de 7% km^{-1} en una campanya experimental a Bolívia. També en aquest país, *Pfeifer et al.* (2006) van mesurar l'AE per la irradiància eritemàtica a diferents parells d'altituds i van trobar valors de 16–31% km^{-1} entre els dos punts més alts i 5–20% km^{-1} entre els dos més baixos. El mateix treball mostrava un AE del 7–16% km^{-1} a Alemanya. Un estudi recent de *Dahlback et al.* (2007), examinant mesures entre 3000 i 5000 m a Lhasa (Tibet) sota condicions de cels serens i sense neu, van trobar un AE de 7–8% km^{-1} per la dosi eritemàtica i 3% km^{-1} a la longitud d'ona de 340 nm, resultats que estan en acord amb el límit teòric de *Krotkov et al.* (1998), si no es tenen en compte variacions de pressió amb l'altitud.

Sota condicions de cel serè, la turbulència atmosfèrica és la principal causa de variabilitat a l'AE degut a la diferent absorció i dispersió depenent de l'origen i el tipus d'aerosol present. Per aquest motiu és important per a estudis de l'AE caracteritzar les masses d'aire en detall, tal i com mostren *Wenny et al.* (1998).

Els elevats nivells de radiació que incideixen al sud d'Espanya a finals de primavera i a l'estiu degut als baixos SZA, juntament amb un relleu muntanyós fan que la caracterització de l'AE sigui molt important. En aquest capítol es determinarà l'AE a partir de mesures simultànies realitzades a diferents altituds d'una muntanya. Per a realitzar aquest treball s'ha disposat d'una gran varietat d'instruments prèviament calibrats i intercomparats (*Estellés et al.*, 2006; *Díaz et al.*, 2007), per estudiar les variacions espectrals i integrades de la irradiància solar UV amb l'altitud. Els resultats s'han relacionat amb les propietats òptiques dels aerosols a cada punt. A l'Apartat 6.2 es dona una visió general de la campanya VELETA-2002 i al 6.3 es descriuen els instruments fets servir. Els resultats obtinguts per a mesures espectrals i de banda ampla són presentats i analitzats a l'Apartat 6.4.

6.2 Descripció general de la campanya VELETA-2002

La campanya experimental “Evaluation of the Effects of Elevation and Aerosols on the Ultraviolet Radiation” (VELETA-2002) es va dur a terme a principis de l'estiu de 2002 al massís de Sierra Nevada pròxim a Granada, al sud-oest d'Espanya. Un dels principals objectius de la campanya va ser avaluar l'impacte dels aerosols a la irradiància solar UV, motiu pel qual es van instal·lar els instruments a diferents estacions des de nivell del mar fins a 3398 m s.n.m.. Una descripció general de les característiques del projecte es pot consultar a *Alados-Arboledas et al.* (2003a). La campanya es va dividir en dues parts: un període de calibratge i un d'observació. Durant el primer període, del 8 a l'11 de juliol, els instruments es van calibrar (usant làmpades de laboratori) i intercomparar per tal de garantir la qualitat de les mesures. Al segon període, els instruments es van col·locar a les diferents altituds i van estar mesurant durant una setmana (13–19 de juliol) seguint una rutina de mesures que incloïa des de l'hora d'inici fins la duració.

Durant els últims anys s'han publicat diversos treballs relatius a diferents aspectes de la campanya VELETA-2002. *Díaz et al.* (2007) van analitzar els efectes dels aerosols atmosfèrics sobre la irradiància global UV. *Estellés et al.* (2006) van intercomparar espectroradiòmetres i fotòmetres solars per a determinar l'espessor òptic d'aerosols. *Alados-Arboledas et al.* (2008) van caracteritzar les propietats columnars dels aerosols a dos punts de Sierra Nevada. *Molero et al.* (2005) van comparar la mida dels aerosols a partir de mesures des de terra i amb Lidar. *Lorente et al.* (2004) van presentar resultats preliminars sobre l'AE analitzant dues estacions durant un dia de la campanya.

El present treball és un ampli estudi de l'AE a la cara nord del massís de Sierra Nevada fent servir tres punts d'observació: Armilla (680 m s.n.m.), on es va realitzar la intercomparació prèvia, Sabinas (2200 m s.n.m.) i Veleta (3398 m s.n.m.); a partir d'ara les tres estacions d'acord a la seva altitud es denotaran per LOW, MED i HIGH, respectivament. El punt més baix està fortament afectat per aerosols urbans (*Alados-Arboledas et al.*, 2003b; *Lyamani et al.*, 2004) i, en canvi, els altres dos punts estan menys afectats per la pol·lució de la capa troposfèrica més baixa. La Figura 6.1 mostra la localització de les estacions dins de la complexa topografia de la zona, representada fent servir el model digital global d'elevació del terreny GTOPO30

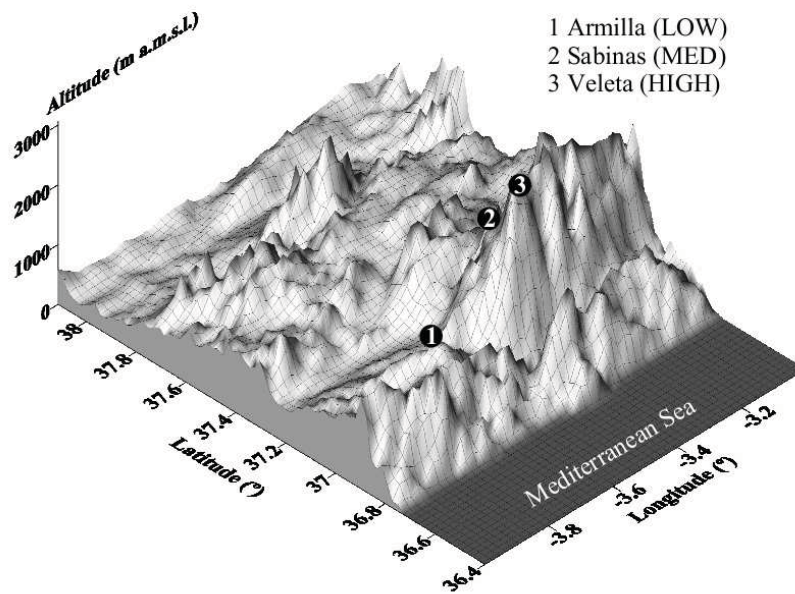


Figura 6.1: Localització de les tres estacions a la cara nord del massís de Sierra Nevada considerades en aquest estudi

(USGS, 2004).

La proximitat de les tres estacions fa que els valors d'AE siguin molt reals ja que els llocs estan pràcticament alineats verticalment, el que vol dir que la majoria de les diferències entre observacions realitzades als diferents punts són degudes probablement a diferències d'altitud. Els tres llocs es poden considerar part de la mateixa columna atmosfèrica ja que les distàncies nord-sud són inferiors a 2,5 km i les d'est-oest menors de 19 km. Sabinas i Veleta presenten la menor separació, inferior a 2 km seguint els tres eixos.

La influència del relleu muntanyós en la radiació UV degut a l'obstrucció de l'horitzó ha estat examinada a les estacions LOW i MED determinant els factors modificadors per obstrucció de la irradiància difusa. Aquests factors han estat calculats fent servir un model digital d'elevació i considerant una distribució isotròpica de la irradiància solar difusa a la volta celeste. La màxima elevació a les estacions LOW i MED és $5,7^\circ$ i $12,0^\circ$, respectivament degut a l'obstrucció dels cims situats a l'est. Els resultats mostren que les mesures sobre superfícies horitzontals no estan substancialment pertorbades per l'horitzó a l'estiu ja que els factors de modificació

són 0,23% i 0,06% per les estacions MED i LOW, respectivament. No obstant, amb el terra cobert de neu la irradiància reflectida hauria de tenir-se en compte ja que els factors modificadors podrien ser substancialment més alts (*Hess and Koepke, 2008*).

6.3 Instruments i calibratge a la campanya VELETA-2002

La localització de les estacions utilitzades en aquest estudi, el qual inclou espectroradiòmetres, piranòmetres de banda ampla i fotòmetres, estan resumits a la Taula 6.1.

Taula 6.1: Descripció de les estacions i instruments utilitzats en aquest treball

Estació	Codi	Lat.	Lon.	Alt.	Espectroradiòmetre	Piranòmet. banda ampla	Altres instruments
Armillà	LOW	37,13° N	3,62° O	680 m	Brewer MKIII	YES UVB1	LICOR, CIMEL, sondatges
Sabinas	MED	37,12° N	3,43° O	2200 m	—	YES UVB1	LICOR, CIMEL
Veleta	HIGH	37,11° N	3,41° O	3398 m	Bentham DM150	YES UVB1	LICOR

Els espectroradiòmetres que es van fer servir en aquest treball són de doble monocromador: Bentham DM150 i el Brewer MKIII (descrits al Capítol 3). El primer va mesurar espectralment des de 290 a 365 nm cada 0,5 nm i de 365 a 800 nm cada 5 nm i, en canvi el Brewer només va mesurar des de 290 nm fins a 363 nm (també cada 0,5 nm).

Per avaluar les diferències relatives entre instruments, tots els espectroradiòmetres van mesurar làmpades de referència, a més de mesurar l'espectre d'una làmpada de mercuri per tal de corregir el desalineament en longitud d'ona i obtenir la slit function i la FWHM. El desplaçament en longitud d'ona de cada instrument va ser determinat per la tècnica desenvolupada per *Slaper et al. (1995)*; *Slaper (1997)*; *Slaper and Koskela (1997)* basada en la detecció de les línies de Fraunhofer per alinear les mesures espectrals. Seguidament, les irradiàncies espectrals mesurades amb diferents espectroradiòmetres van ser convolucionades primer amb la slit function específica de l'aparell i després suavitzades amb una slit function triangular amb una FWHM d'1 nm. Aquest procediment elimina les diferències òptiques característiques de cada instrument i ens permet comparar les mesures amb un estàndar

de referència.

L'espectroradiòmetre de referència va ser el Brewer MKIII degut a l'estabilitat dels seus factors de calibratge i al fet de tenir el menor desviament en longitud d'ona: inferior a 0,05 nm (*Díaz et al.*, 2007). L'instrument ha estat referència en altres campanyes prèvies com a El Arenosillo 1999 (*Labajo et al.*, 2004). *Díaz et al.* (2007) van analitzar les dades de la campanya dels espectroradiòmetres i van trobar que entre els Bentham hi havia un bon acord amb desviacions petites respecte a l'instrument de referència.

Els piranòmetres de banda ampla (de tipus Robertson-Berger, model YES UVB-1) van mesurar contínuament a cada punt d'observació. Mesuraven voltatges que eren convertits a irradiància eritemàtica amb una constant de calibratge determinada per cada piranòmetre a partir de la comparació amb un patró estàndard. Aquests factors no depenien del contingut d'ozó ni del SZA. L'UVI es va calcular amb valors mitjos d'irradiància eritemàtica 30 minutals. Els piranòmetres YES UVB-1 tenen una resposta espectral similar a la de l'espectre d'acció eritemàtic, tot i que amb algunes diferències (especialment a la regió UVA). La caiguda de la resposta espectral té lloc a una longitud d'ona uns 10 nm més gran que on cau l'espectre d'acció CIE. Per aquest motiu, la sensibilitat del piranòmetre als canvis en el contingut d'ozó és menor que quan es calcula a partir de la irradiància espectral ponderada amb l'espectre CIE.

Les característiques òptiques dels aerosols van ser determinades a partir de mesures de radiació solar directa realitzades amb espectroradiòmetres LICOR-1800 i mesures solars i del cel enregistrades amb fotòmetres solars CIMEL CE318. Els espectroradiòmetres LICOR-1800 emprats estaven equipats amb un difusor de Teflon que envia la llum a un únic monocromador amb una FWHM de 6,25 nm. Aquest instrument es pot fer servir entre 300–1100 nm amb un interval d'1 nm, tot i que les longituds d'ona més curtes a l'UVB tenen una gran incertesa. L'instrument mesura irradiància global espectral però també pot mesurar irradiància directa fent servir un col·limador amb un camp de visió de 5°, la construcció del qual està basada en un disseny desenvolupat prèviament al US Solar Energy Research Institute (*Cannon*, 1986). *Martínez-Lozano et al.* (2003) van determinar la incertesa d'aquestes mesures d'irradiància directa en un 5%. Durant la primera setmana, els LICOR-1800s van ser calibrats amb làmpades de referència proveïdes pel fabricant i fent servir el mètode Langley, tal i com es descriu a *Estellés et al.* (2006). En aquest

treball van mostrar que després del calibratge comú la desviació entre aquests instruments i els fotòmetres CIMEL CE318 era de 0,01 per l'AOD. Aquest paràmetre dels aerosols varia amb la longitud d'ona, motiu pel qual al present estudi s'han utilitzat els valors d'AOD derivats de les mesures dels espectroradiòmetres LICOR a 380 (UVA), 440 i 500 nm (a la regió visible, típicament utilitzada per caracteritzar aerosols).

Durant la campanya es van llançar diàriament radiosondes i ozonosondes des de l'estació LOW. Les dades en altura ofereixen una descripció vertical de les variables atmosfèriques com temperatura, humitat, contingut de vapor d'aigua i concentració d'ozó.

6.4 Resultats i discussió de la campanya VELETA-2002

En el present apartat es resumiran els principals resultats trobats a l'anàlisi de l'AE a la campanya VELETA-2002. Primer es descriuran les condicions de terbolesa atmosfèrica observada durant els dies de la campanya als tres punts assenyalats, per després mostrar els AE determinats. Es diferenciaran els resultats segons els instruments emprats per al seu càlcul: primer les mesures espectrals i posteriorment, les de banda ampla.

6.4.1 Condicions de terbolesa atmosfèrica

Durant la campanya es van succeir dues masses d'aire clarament diferenciades associades a dues situacions sinòptiques: una massa d'aire polar marítima i una massa tropical continental (episodi de pols sahariàna). La primera va ser deguda a un fort sistema d'altres pressions situat a les Açores i una baixa al mar Mediterrani. Aquesta situació va suposar vents suaus del N-NE tant en superfície com en altura a la regió sud d'Espanya. A partir del dia 17 de juliol la situació va canviar i una àrea de baixes pressions profunda va avançar des de l'oceà Atlàntic, desplaçant l'anticicló cap al nord. Simultàniament es va formar una baixa tèrmica sobre la Península Ibèrica amb un gradient isobàric flux i vent girant cap a S-SE.

El diferent origen de les masses d'aire va donar lloc a diferències en el tipus i les característiques dels aerosols. Les retrotrajectòries a 5 dies determinades amb el model HYSPLIT de la NOAA (*Draxler and Rolph, 2003*) confirmen les dues situacions sinòptiques amb les corresponents masses d'aire. La Figura 6.2 mostra les retrotrajectòries a 120h per dos dies característics de cadascuna de les situacions (16 i 18 de juliol, respectivament) a les tres altituds dels punts d'observació. En el primer cas, la massa d'aire polar va creuar una regió font d'aerosols antropogènics (refineries) afectant la localització més baixa ja que la trajectòria en aquest nivell sempre es va mantenir a les capes més baixes de la troposfera. Aquest fet va causar grans diferències en la terbolesa entre estacions. Durant la intrusió de pols sahariana, capes d'aerosols en altura van ser detectades a la troposfera lliure (*Molero et al., 2005*).

L'evolució diurna de l'AOD durant la segona fase de la campanya a cada estació per les tres longituds d'ona es mostra a la Figura 6.3. Com era d'esperar, els valors d'AOD més alts es van mesurar a l'estació LOW. Els elevats nivells d'aerosols antropogènics van incrementar l'AOD a la zona urbana de l'estació més baixa mentre que les variacions d'AOD a les altres dues estacions no van ser notables, ja que estaven menys influenciades per la terbolesa urbana (*Alados-Arboledas et al., 2008*). És també evident (Figura 6.3) que durant el primer i l'últim dia (13 i 18 de juliol) els valors van ser més alts que a la resta de dies de la campanya. El primer dia la situació sinòptica va afavorir el transport de llarg abast d'aerosols de masses d'aire procedents de la costa est de Nord-Amèrica. Aquesta àrea va estar afectada per les grans columnes de fum dels incendis forestals al Canadà i que mostren les imatges MODIS¹ (*Alados-Arboledas et al., 2008*).

En canvi, una intrusió de pols mineral va ser la responsable de l'augment de l'AOD durant l'últim dia. Aquest tipus d'episodis es caracteritza per la presència de partícules més grans, normalment localitzades a capes superiors de la troposfera lliure (*Guerrero-Rascado et al., 2008*), com mostren les variacions en altres propietats d'aerosols com l'exponent d'Angström α i l'albedo de dispersió simple ω_0 (*Alados-Arboledas et al., 2008*). L'anàlisi de les dades de Lidar també confirma la procedència sahariana dels aerosols (*Molero et al., 2005*).

¹MODIS (o Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) és un instrument a bord dels satèl·lits TERRA i AQUA. Entre els dos cobreixen la superfície terrestre cada 1 o 2 dies adquirint dades en 36 bandes espectrals augmentant el nostre coneixement de la dinàmica global i els processos donats a la terra, els oceans i la baixa atmosfera.

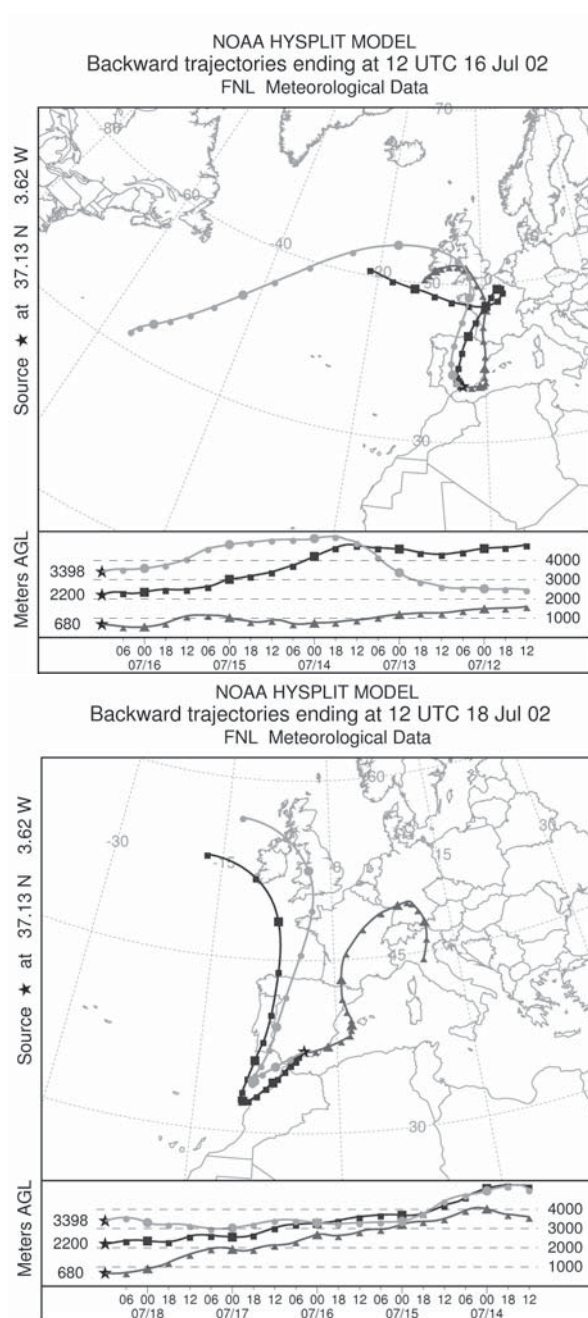


Figura 6.2: Retrotrajectòries per dos dies característics de la campanya. a) 16 de juliol (massa d'aire marítima); b) 18 de juliol (massa d'aire continental associada a un episodi de pols sahariana)

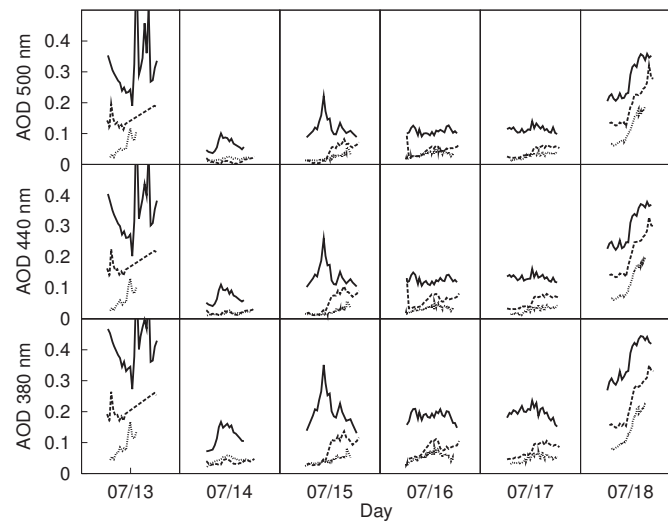


Figura 6.3: Evolució de l'espessor òptic d'aerosols (AOD) a les tres estacions considerades a l'estudi a 380, 440 i 500 nm. Es pot notar el contrast entre el dia 14 de juliol, corresponent a una massa d'aire marítima polar i el 17 de juliol quan es va iniciar una intrusió de pols sahariana

L'AOD també va mostrar variacions diàries amb diferent comportament dependent de la localització, relacionades amb l'evolució de la turbulència trofoscèrica al llarg del dia. A l'estació LOW, la concentració d'aerosols va incrementar-se al matí fins a un valor màxim abans del migdia i, llavors va disminuir a la tarda, probablement degut a la influència de la pol·lució del tràfic. A l'estació MED la variació va ser diferent. *Alados-Arboledas et al.* (2004, 2008) van examinar les variacions diàries de diferents propietats òptiques dels aerosols mesurades en aquests punts d'observació i van trobar que durant el matí, MED estava situada a la troposfera lliure i l'AOD era baix. El creixement de la capa límit planetària (PBL, Planetary Boundary Layer) al llarg del dia donava lloc a un augment de la turbulència. A la tarda, MED es trobava dins de la PBL i l'AOD assolía valors comparables amb els mesurats a LOW. A l'estació més elevada, l'AOD mostrava un patró diari semblant però menys pronunciat.

6.4.2 AE a partir de mesures espectrals i simulacions

La Figura 6.4 mostra un exemple de mesures espectrals simultànies a les estacions LOW i HIGH. Les irradiàncies més altes es mesuren a l'estació HIGH degut a la menor dispersió de Rayleigh (degut a la diferència de pressió entre les dues estacions) i també a la menor absorció i dispersió per aerosols. A longituds d'ona inferiors a 320 nm, l'ozó troposfèric també és un factor a tenir en compte ja que durant l'estiu, quan la radiació solar UV en superfície és elevada, es produeixen reaccions fotoquímiques que donen lloc a ozó troposfèric a partir de compostos NO_x originats per fonts industrials i urbanes (consultar Apartat 2.4.3 del Capítol 2). Així el perfil vertical d'ozó pot influenciar l'AE quan un dels llocs està fortament afectat per la pol·lució de l'aire, com és el cas de l'estació LOW, influenciada per trànsit dens.

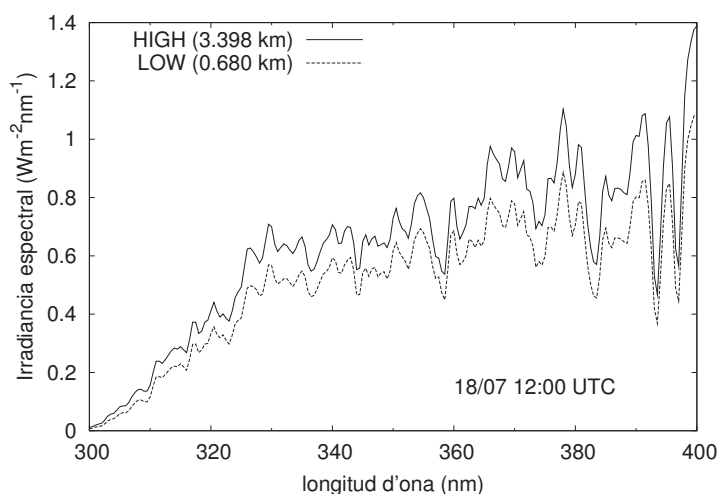


Figura 6.4: Exemple de les mesures simultànies d'irradiància espectral a les estacions LOW i HIGH corresponents al 18 de juliol a les 12 UTC quan es van observar valors elevats de terbolesa atmosfèrica associada amb la intrusió de pols sahariana

La columna total d'ozó a LOW es va determinar a partir de mesures de l'espectroradiòmetre Brewer MKIII mentre que als altres llocs es va calcular corregint les mesures del Brewer a LOW amb la reducció de l'ozó amb l'altitud. Les ozonosondes llançades diàriament durant la campanya des de l'estació LOW ens van permetre determinar la columna total d'ozó sobre les tres altituds. El decaïment vertical de l'ozó durant la campanya va variar entre $4,0 \pm 0,3 \text{ UD km}^{-1}$ i $5,4 \pm 0,5 \text{ UD km}^{-1}$, valors que difereixen de les 3 UD km^{-1} característiques del perfil atmosfèric Mid

Latitud Summer (MLS) considerat al model de transferència radiativa SBDART versió 2.4 (Ricchiuzzi *et al.*, 1998), utilitzat més endavant. Aquest fet s'il·lustra a la Figura 6.5 que mostra els perfils verticals de temperatura i densitat d'ozó del MLS i els perfils reals observats durant la campanya. Tot i que el perfil de temperatura MLS és molt semblant als observats, la densitat d'ozó del de referència és menor que l'observació per sota els 5 km.

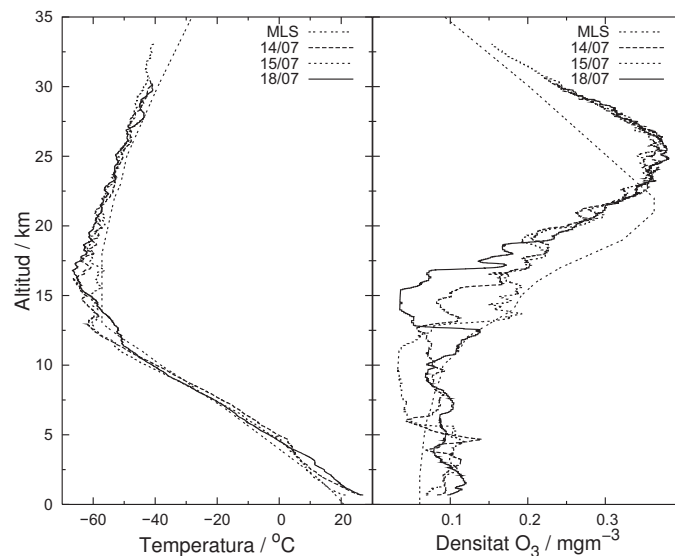


Figura 6.5: Perfils verticals de temperatura i densitat d'ozó mesurats els dies 14, 15 i 18 de juliol i el perfil de referència Mid Latitude Summer (MLS) usat al model de transferència radiativa SBDART 2.4

Per mostrar la influència de l'ozó troposfèric i la dispersió de Rayleigh a l'AE espectral s'ha fet servir el model SBDART 2.4 considerant a les simulacions una atmosfera neta, sense aerosols. Les simulacions que s'han realitzat feien servir el perfil d'ozó estàndard MLS, amb el valor de 3 UD km^{-1} esmentat anteriorment, i també els perfils verticals d'ozó mesurats amb 3, 4 i 5 UD km^{-1} , respectivament. En tots els casos, la columna total d'ozó utilitzada per l'estació LOW es va obtenir amb les mesures de l'espectroradiòmetre Brewer. La Figura 6.6 mostra l'AE en l'UVI entre les estacions LOW i HIGH produït per l'ozó troposfèric com a funció del SZA per a un dia de la campanya (16 de juliol).

L'ús del perfil d'ozó MLS ocasiona una subestimació de l'AE d' $1\% \text{ km}^{-1}$ comparat amb l'ús del perfil real amb un decaïment d'ozó de 5 UD km^{-1} . També es pot apreciar que per $\text{SZA} < 60^\circ$ l'AE augmenta amb el SZA degut a la influència de la

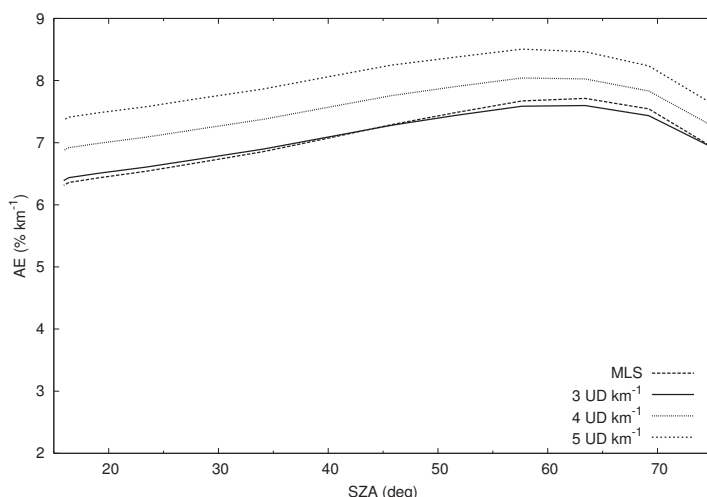


Figura 6.6: Efecte d'altitud (AE) simulat entre les estacions LOW i HIGH produït per l'ozó troposfèric pel dia 16 de juliol considerant quatre possibles perfils verticals: MLS i mesures d'ozonosonda amb decaïments d'ozó troposfèric de 3, 4 i 5 UD km^{-1} . El model de transferència usat és l'SBDART 2.4.

massa d'aire relativa i en canvi, per $SZA > 60^\circ$ la major part de radiació solar UV és difusa i com a conseqüència, l'AE disminueix quan SZA augmenta. Tal i com es mostra a la Taula 6.2, l'AE degut a l'ozó no va variar substancialment durant la campanya com era d'esperar per les petites variacions enregistrades a la columna total d'ozó durant el període d'observació.

Taula 6.2: Efecte d'altitud (AE) simulat al migdia (SZA igual a 16°) per als dies 16 i 18 de juliol entre les estacions LOW i HIGH mostrant les contribucions de l'absorció d'ozó i els aerosols fent servir el model SBDART 2.4. L'AE està expressat en $\% km^{-1}$.

λ (nm)	Absorció ozó		Aerosols	
	16/07	18/07	16/07	18/07
300	9,6	10,0	1,9	3,6
310	2,5	2,6	1,5	2,8
320	0,8	0,9	1,4	2,5
330	0,0	0,0	1,1	2,2

La Figura 6.7 mostra l'AE espectral (LOW-HIGH) observat a les 12 UTC per dos dies: un dia clar amb pocs aerosols (16 de juliol) i un dia afectat per la intrusió de pols

sahariana (18 de juliol). El rang espectral es correspon amb l'interval de longituds d'ona de l'espectroradiòmetre Brewer. Els aerosols influeixen l'AE espectral degut a l'efecte que tenen sobre la irradiància espectral. En un dia clar, l'AE varia entre 20 i $8\% \text{ km}^{-1}$ espectralment. La regió UVB està caracteritzada per un descens marcat a mesura que augmenta la longitud d'ona, així a 300 nm l'AE és al voltant del doble que a 320 nm, resultat que està en acord amb els càlculs teòrics (*Krotkov et al.*, 1998). En canvi, els valors al rang UVA es mantenen pràcticament constants.

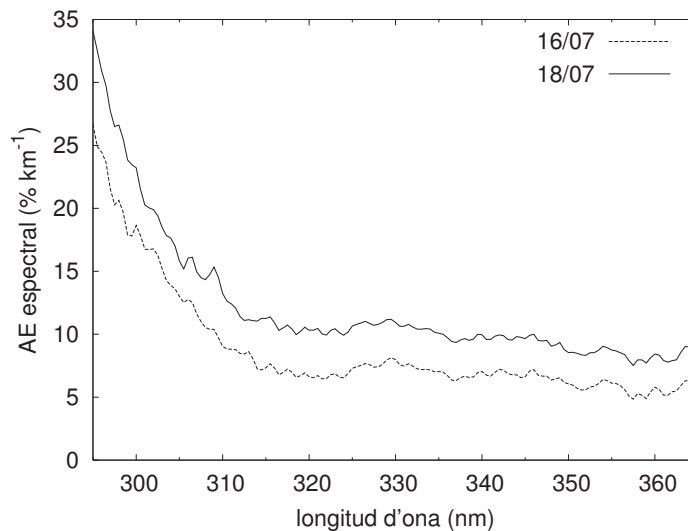


Figura 6.7: Variacions espectrals en l'AE observat (LOW-HIGH) a les 12 UTC durant l'episodi de pols sahariana (18 de juliol) i durant un dia clar (16 de juliol). S'observa una forta dependència amb la longitud d'ona a la regió UVB, més intensa pel dia amb elevada turbulència atmosfèrica (18 de juliol)

Durant l'episodi de pols sahariana, l'augment de l'AE a longituds d'ona curtes va ser lleugerament més pronunciat degut al fort increment de l'absorció de la pols a la regió UVB. Donat que té menys absorció per a longituds d'ona UVA i visibles, l'increment de l'AE en la regió UVA és inferior deixant com a resultat que les diferències entre UVB i UVA siguin més grans en aquest cas. Durant el 16 de juliol, l'AE espectral a 300 nm va variar entre $20\% \text{ km}^{-1}$ i $35\% \text{ km}^{-1}$ per LOW-HIGH. El valor més baix d'AE es va mesurar al migdia mentre que el més alt es va donar per SZA grans (primeres hores del matí i últimes de la tarda). S'ha de destacar que les diferències d'AE entre els dos dies van ser pràcticament constants i independents de la longitud d'ona.

La Taula 6.2 mostra l'AE degut a les contribucions de l'ozó i els aerosols a les 12 UTC pels dos dies tractats anteriorment. Aquests valors han estat determinats amb simulacions de l'SBDART introduint les propietats òptiques calculades a partir de mesures, el que permet estimar l'efecte degut a l'absorció i dispersió dels aerosols. És interessant observar que la contribució a l'AE dels aerosols és pràcticament el doble durant la intrusió d'aire saharià (18 de juliol) comparada amb l'atmosfera molt més neta que es va donar dos dies abans (16 de juliol). *Alados-Arboledas et al.* (2008) ofereixen una detallada descripció de l'increment i canvi de les propietats òptiques dels aerosols durant aquest episodi. Hi ha també altres factors a tenir en compte com l'absorció deguda als gasos associats al tràfic intens i a l'activitat urbana a l'estació LOW. Tal i com s'ha comentat anteriorment per la columna d'ozó, per SZA alts la contribució dels aerosols a l'AE és més important i per exemple, fins i tot per a atmosferes netes, aquest efecte predominaria comparat amb SZA baixos durant l'episodi de pols saharià.

La Taula 6.3 mostra l'AE entre les estacions LOW i HIGH calculada al migdia per les bandes UVB i UVA i per l'UVI. L'AE observat va variar entre 7–11% km^{-1} per l'UVB, 6–8% km^{-1} per l'UVA i 11–14% km^{-1} per l'UVI. Cal fer notar també l'increment de l'AE per longituds d'ona més curtes i els elevats valors per la irradiància ponderada eritemàticament. Es dona un contrast remarcable entre el dia prístí (16 de juliol) i l'episodi d'intrusió saharià (18 de juliol) quan es van assolir els valors més elevats per l'AE de l'UVI.

Taula 6.3: Efecte d'altitud (AE) observat al migdia (SZA igual a 16°) entre les estacions LOW i HIGH determinat amb mesures d'espectroradiòmetre per l'UVB, l'UVA i l'UVI. AE s'expressa en % km^{-1}

Dia	AE (LOW-HIGH) (% km^{-1})		
	UVB	UVA	UVI
14/07	9,4	5,9	11,4
15/07	10,5	7,2	13,1
16/07	9,0	6,8	11,7
17/07	10,6	6,8	13,4
18/07	11,0	8,3	13,9

6.4.3 AE a partir de mesures de banda ampla

La Figura 6.8 mostra les variacions diàries de l'UVI mesurat amb piranòmetres de banda ampla als tres llocs seleccionats durant el dia 16 de juliol.

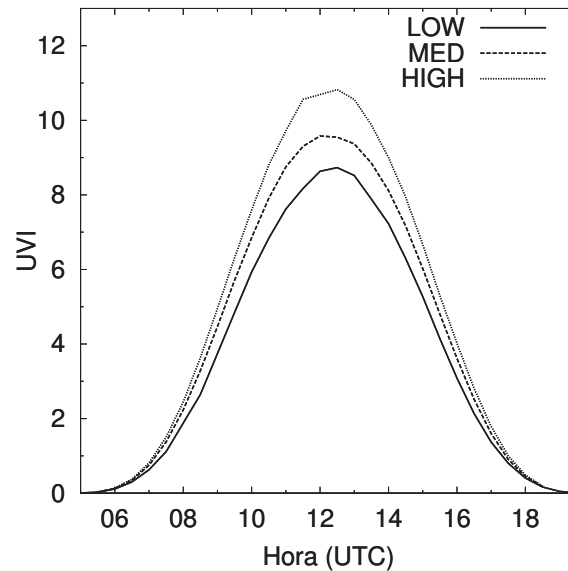


Figura 6.8: Evolució de l'UVI a LOW, MED i HIGH determinat amb mesures de banda ampla durant el dia 16/07. Cal notar el valor màxim d'11 observat a HIGH (pic Veleta, 3398 m s.n.m.) corresponent a la categoria *Extrem* d'acord amb la classificació COST-713 (Vanicek et al., 2000).

L'efecte d'altitud en l'UVI és evident amb una diferència de gairebé 3 unitats entre les estacions LOW i HIGH al migdia. La Taula 6.4 mostra l'AE determinat amb piranòmetres al migdia amb dades de les tres estacions. Durant la situació dominada per la massa d'aire del nord, l'AE per l'UVI va ser en general del 10% km^{-1} per LOW-HIGH i MED-HIGH i una mica més baix per LOW-MED. Al final de la campanya, amb la intrusió d'aerosols minerals, es va donar un conseqüent increment en l'AE, més evident quan es considera a HIGH l'estació en altura.

Les variacions diàries de l'AE depenen de les dues estacions considerades tal i com es mostra a la Figura 6.9. Si es calcula entre les estacions més baixa i més alta es manté pràcticament constant durant el període d'aire del nord mostrant un comportament diferent al final de la campanya degut a canvis en els aerosols

Taula 6.4: Efecte d'altitud AE ($\% km^{-1}$) per l'UVI a les 12 UTC determinat a partir de mesures de banda ampla

Dia	AE ($\% km^{-1}$) (LOW-HIGH)	AE ($\% km^{-1}$) (LOW-MED)	AE ($\% km^{-1}$) (MED-HIGH)
14/07	8,6	—	—
15/07	10,9	10,6	9,8
16/07	9,4	7,6	10,4
17/07	10,4	9,3	10,3
18/07	12,0	9,9	12,7

atmosfèrics.

Els valors van oscil·lar entre $10 \% km^{-1}$ i $15 \% km^{-1}$ per l'UVI, valor que resulta superior a l'AE de $8 \% km^{-1}$ utilitzat com a valor mig per l'Acció COST-713 (*Vanicek et al.*, 2000) i la variabilitat diària més gran es dona al cas LOW-MED. Com s'ha esmentat anteriorment, a l'estació MED hi va haver un increment en l'AOD degut al creixement de la PBL al llarg del dia. Durant el matí, quan el lloc és representatiu de la troposfera lliure, s'observa un major AE respecte a LOW que decreix durant el dia assolint el valor més baix durant la tarda quan les diferències en AOD són menors.

L'estació HIGH està molt menys influenciada pel desenvolupament vertical de la PBL, així durant el matí MED i HIGH es consideren representatives de la troposfera lliure sent el valor d'AE molt baix ja que el paper de la dispersió de Rayleigh és molt més important que la dels aerosols. Quan la PBL creix, les diferències en AOD entre les dues localitzacions augmenta amb el consegüent increment d'AE.

D'acord amb els resultats, l'AE no depèn linealment de SZA ja que el creixement de la PBL introdueix diferències al llarg del dia. La Figura 6.10 mostra les variacions d'AE amb el SZA per a un dia representatiu durant la situació de massa d'aire del nord. En aquest cas, no s'han realitzat mitjanes de les mesures de matí i tarda per evitar filtrar possibles diferències observables al llarg del dia pel creixement de la PBL. S'ha representat l'AE per les mesures de banda ampla i per les irradiàncies ponderades eritemàticament pel cas LOW-HIGH. Els valors pels piranòmetres estan pròxims a les tendències en el rang UVB, especialment per SZA baixos. En aquest cas, les diferències en terbolesa es mantenen pràcticament constants al llarg del

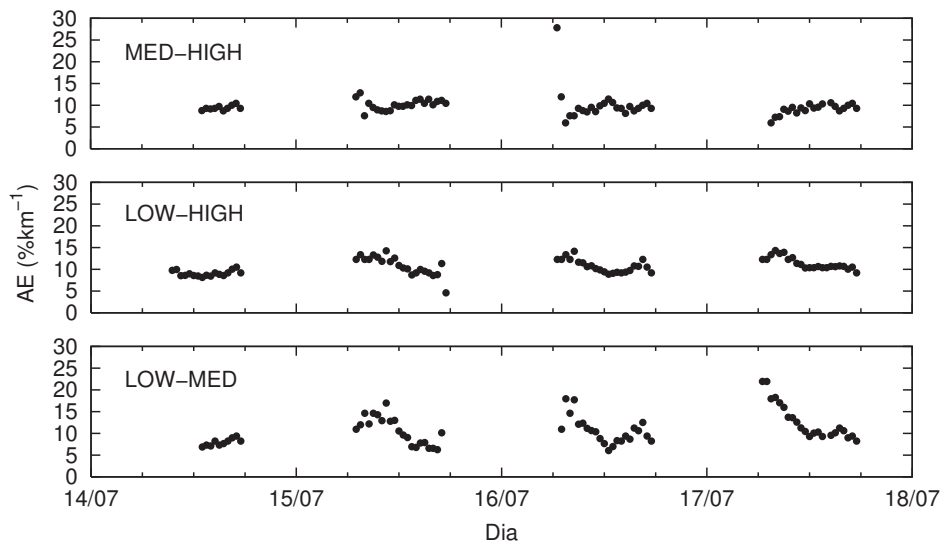


Figura 6.9: Evolució diurna de l'AE determinat a partir de mesures de banda ampla durant els dies centrals de la campanya

dia. Per aquest motiu les diferències matí-tarda no són importants tot i que, si es considera l'estació MED llavors les variacions d'AE amb SZA són més destacables. Pel cas LOW-MED, l'AE disminueix gairebé linealment amb SZA durant el matí, després mostra una tendència oposada durant la tarda quan està situada dins de la capa de barreja. Pel cas de les dues estacions en altura, les diferències en AE al llarg del dia són menys importants ja que la càrrega d'aerosols es manté similar als dos llocs.

Els valors de l'AE per l'UVI obtinguts amb piranòmetres de banda ampla pel cas LOW-HIGH són similars als estimats amb els espectroradiòmetres seguint una evolució idèntica qualitativament durant el període en qüestió. No obstant, els AE determinats a partir de mesures de banda ampla subestimen els espectrals en un 2–3% km^{-1} (diferència absoluta) al migdia com s'aprecia a la Figura 6.9. Les diferències en l'AE determinat amb mesures espectrals ponderades eritemàticament i amb piranòmetres podrien estar relacionades amb les diferents respostes espectral i angular de cada piranòmetre de banda ampla. Per una banda, la resposta espectral de cada piranòmetre difereix de l'espectre d'acció CIE i per una altra, d'acord amb una intercomparació d'aquest tipus d'instruments portada a terme al PMOD/WRC² a Davos (Suïssa) (Gröbner *et al.*, 2007; Hülsen *et al.*, 2008), la particular resposta

²PMOD/WRC: Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos / World Radiation Center

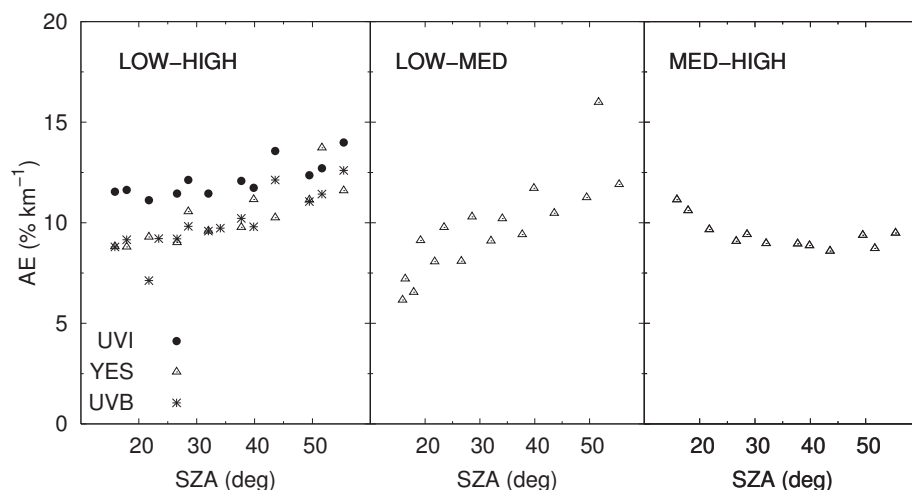


Figura 6.10: Dependència de l'AE amb el SZA per les tres estacions. L'AE per irradiància eritemàtica es determina amb mesures de banda ampla (YES) i amb irradiàncies espectrals ponderades amb la corba CIE (UVI) i integrat sobre la regió UVB (UVB) pel cas LOW-HIGH.

angular dels piranòmetres YES pot introduir correccions de cosinus d'entre 14% i 25%.

Tot i que l'efecte de les correccions per obstrucció és petit, la resposta angular de cada instrument individual pot també representar diferències en la correcció de cosinus (entre 0,4% i 0,8% a la campanya d'intercomparació PMOD/WRC abans esmentada).

6.5 Conclusions del capítol

La campanya VELETA-2002 va estudiar la irradiància solar UV examinant en detall l'efecte dels aerosols i l'altitud. Va començar amb un període de calibratge seguit d'una setmana d'observacions marcada inicialment per una massa d'aire marítima polar amb baixos AOD i va finalitzar amb una massa d'aire continental tropical (episodi de pols sahariana). Els aerosols durant el primer període van ser principalment d'origen antropogènic i es van incorporar a la massa d'aire a mesura que travessava per la Península Ibèrica. Durant els últims dies, la situació va canviar

bruscament degut a la intrusió d'aerosols d'origen mineral a tots els nivells que va comportar un ràpid increment de la concentració d'aerosols.

Els resultats a partir de mesures simultànies d'irradiància UV espectral i de banda ampla confirmen les principals característiques de l'efecte d'altitud en UV: un increment per longituds d'ona curtes (és a dir, incrementant per intervals en el següent ordre, UVA, UVB i irradiància eritemàtica) i un increment amb la terbolesa atmosfèrica.

El perfil d'ozó troposfèric és una altra causa de variabilitat de l'efecte d'altitud ja que a partir dels resultats de les simulacions de l'AE realitzades amb el model de transferència radiativa SBDART s'observa que l'ús del perfil vertical d'ozó característic del MLS causa una subestimació de l'AE d'al voltant l'1% km^{-1} comparat amb el trobat fent servir el perfil vertical d'ozó mesurat amb un decaïment d'ozó de 5 UD km^{-1} .

La dependència de l'AE amb el SZA va ser més difícil d'avaluar degut al creixement diari de la PBL a la tarda. No obstant, generalment s'observava un increment de l'AE amb el SZA quan les condicions de terbolesa experimentaven poques variacions. Al migdia (SZA igual a 16°) l'AE per l'UVA era 6–8% km^{-1} incrementant a 7–11% km^{-1} per l'UVB i 11–14% km^{-1} per l'UVI. Els valors més alts de l'AE per l'UVB i l'UVI es van assolir durant l'episodi de pols sahariana.

L'AE determinat amb piranòmetres de banda ampla de resposta eritemàtica està en acord qualitativament però és inferior en valor a l'AE determinat a partir de mesures espectrals en un 2–3% km^{-1} . Aquestes diferències poden explicar-se per les particulars respostes espectral i angular de cada piranòmetre individual.

Quan l'atmosfera és neta als dos llocs, l'AE mesurat està proper al límit inferior teòric per l'atmosfera Rayleigh ($\sim 5\%$ km^{-1} a 330 nm (*Krotkov et al.*, 1998)) però és bastant diferent quan els llocs estan fortament influenciats pels aerosols. D'acord amb aquests resultats, es suggereix considerar factors d'altitud superiors al 8% km^{-1} (usat com a valor mig per l'acció europea d'investigació COST-713) quan es compara un punt inferior amb elevada pol·lució i un en alçada amb menys pol·lució.

Per poder assolir una millor avaluació de l'AE amb models de transferència radiativa cal disposar d'una caracterització adequada de les propietats òptiques i de l'origen dels aerosols atmosfèrics.

Bibliografía

- Alados-Arboledas, L., J. Lorente, J. A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. De la Morena, J. P. Díaz, M. Pujadas, H. Horvath, A. M. Silva, G. Pavese, and J. Rogrigues (2003a), VELETA 2002 Field Campaign, *Geophys. Res. Abs.*, *5*, 12,218.
- Alados-Arboledas, L., H. Lyamani, and F. J. Olmo (2003b), Aerosol size properties at Armilla, Granada (Spain), *Quarterly J. Royal Meteor. Soc.*, *129*(590), 1395–1414.
- Alados-Arboledas, L., H. Horvath, F. J. Olmo, A. Alcántara, M. Gangl, H. Lyamani, J. Lorente, J. A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. de la Morena, J. P. Díaz, M. Pujadas, A. M. Silva, and G. Pavese (2004), Atmospheric aerosol changes in the vertical followed by sunphotometers and telephotometers during VELETA-2002, *J. Aerosol Sci.*, *35*, 503–504.
- Alados-Arboledas, L., A. Alcántara, F. J. Olmo, J. A. Martínez-Lozano, V. Estellés, V. Cachorro, A. M. Silva, H. Horvath, M. Gangl, A. Díaz, M. Pujadas, J. Lorente, A. Labajo, M. Sorribas, and G. Pavese (2008), Aerosol columnar properties retrieved from CIMEL radiometers during VELETA 2002, *Atmos. Environ.*, *42*, 2654–2667.
- Blumthaler, M., W. Ambach, and W. Rehwald (1992), Solar UV-A and UV-B radiation fluxes at two Alpine stations at different altitudes, *Theor. Appl. Climatol.*, *46*(1), 39–44.
- Blumthaler, M., A. R. Webb, G. Seckmeyer, A. F. Bais, M. Huber, and B. Mayer (1994), Simultaneous spectroradiometry: a study of solar UV irradiance at two altitudes, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(25), 2805–2808.
- Blumthaler, M., W. Ambach, and R. Ellinger (1997), Increase in solar UV radiation with altitude, *J. Photochem. Photobiol., B: Biol.*, *39*(2), 130–134.

- Cabrera, S., S. Bozzo, and H. Fuenzalida (1995), Variations in UV radiation in Chile, *J. Photochem. Photobiol., B: Biol.*, *28*(2), 137–142.
- Cannon, T. W. (1986), Spectral solar irradiance instrumentation and measurements techniques, *Solar cells*, *18*, 233.
- Dahlback, A., N. Gelsor, J. J. Stamnes, and Y. Gjessing (2007), UV measurements in the 3000–5000 m altitude region in Tibet, *J. Geophys. Res.*, *112*, D09308, doi:10.1029/2006JD007700.
- Díaz, A. M., O. E. García, J. P. Díaz, F. J. Expósito, M. P. Utrillas, J. A. Martínez-Lozano, L. Alados-Arboledas, F. J. Olmo, J. Lorente, V. Cachorro, H. Horvath, A. Labajo, M. Sorribas, J. M. Vilaplana, A. M. Silva, T. Elías, M. Pujadas, J. A. Rodríguez, and J. A. González (2007), Aerosol radiative forcing efficiency in the UV region over southeastern Mediterranean: VELETA2002 campaign, *J. Geophys. Res.*, *112*(D6), D06213, doi:10.1029/2006JD007348.
- Draxler, R. R., and G. D. Rolph (2003), HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), Model access via NOAA ARL READY Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
- Dubrovský, M. (2000), Analysis of UV-B irradiances measured simultaneously at two stations in the Czech Republic, *J. Geophys. Res.*, *105*(D4), 4907–4913.
- Estellés, V., M. P. Utrillas, J. A. Martínez-Lozano, A. Alcántara, L. Alados-Arboledas, F. J. Olmo, J. Lorente, X. De Cabo, V. Cachorro, H. Horvath, A. Labajo, M. Sorribas, J. P. Díaz, A. M. Díaz, A. M. Silva, T. Elías, M. Pujadas, J. A. Rodríguez, J. Cañada, and Y. García (2006), Intercomparison of spectroradiometers and Sun photometers for the determination of the aerosol optical depth during the VELETA-2002 field campaign, *J. Geophys. Res.*, *111*, D17207, doi:10.1029/2005JD006047.
- Gröbner, J., G. Hülsen, L. Vuilleumier, M. Blumthaler, J. M. Vilaplana, D. Draxler, and J. E. Gil (2007), Report of the PMOD/WRC-COST Calibration and Intercomparison of Erythemal Radiometers, <http://www.cost726.org>.
- Guerrero-Rascado, J. L., B. Ruiz, and L. Alados-Arboledas (2008), Multi-spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over southern Spain, *Atmos. Environ.*, *42*(11), 2668–2681.

- Hess, M., and P. Koepke (2008), Modelling UV irradiances on arbitrarily oriented surfaces: effects of sky obstructions, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 3583–3591.
- Hülse, G., J. Gröbner, A. Bais, M. Blumthaler, P. Disterhoft, B. Johnsen, K. O. Lantz, C. Meleti, J. Schreder, J. M. Vilaplana Guerrero, and L. Ylianttila (2008), Intercomparison of erythemal broadband radiometers calibrated by seven UV calibration facilities in Europe and the USA, *Atmos. Chem. Phys.*, *8*, 4865–4875.
- Krotkov, N. A., P. K. Bhartia, J. R. Herman, V. Fioletov, and J. Kerr (1998), Satellite estimation of spectral surface UV irradiance in the presence of tropospheric aerosols 1. Cloud-free case, *J. Geophys. Res.*, *103*(D8), 8779–8793, doi: 10.1029/98JD00233.
- Labajo, A., E. Cuevas, and B. de la Morena (2004), The First Iberian UV-Visible Instruments Intercomparison. Final Report, Instituto Nacional de Meteorología. [Disponible a: AEMET, Leonardo Prieto Castro, 8. Ciudad Universitaria. 28071 Madrid, Spain].
- Lorente, J., X. De Cabo, E. Campmany, Y. Sola, J. A. González, J. Calbó, J. Badosa, L. Alados-Arboledas, J. A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. De La Morena, A. M. Díaz, M. Pujadas, H. Horvath, A. M. Silva, and G. Pavese (2004), Altitude effect on UV index deduced from the VELETA-2002 experimental campaign (Spain), in *Proc. Int. Radiation Symp. 2004*, pp. 74–78.
- Lyamani, H., F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas (2004), Long-term changes in aerosol radiative properties at Armilla (Spain), *Atmos. Environ.*, *35*, 5935–5943.
- Martínez-Lozano, J. A., M. P. Utrillas, R. Pedrós, F. Tena, J. P. Díaz, F. J. Expósito, J. Lorente, X. de Cabo, V. Cachorro, R. Vergaz, and V. Carreño (2003), Intercomparison of Spectroradiometers for Global and Direct Solar Irradiance in the Visible Range, *J. Atm. Ocean. Tech.*, *20*(7), 997–1010.
- McKenzie, R. L., P. V. Johnston, D. Smale, B. A. Bodhaine, and S. Madronich (2001), Altitude effects on UV spectral irradiance deduced from measurements at Lauder, New Zealand, and at Mauna Loa Observatory, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *106*(D19), 22,845–22,860.
- Molero, F., L. Alados-Arboledas, M. Pujadas, A. Alcántara, V. Cachorro, V. Estellés, F. J. Olmo, J. A. Martínez-Lozano, J. Lorente, J. P. Díaz, A. Labajo, B. de la Morena, H. Horvath, and A. M. Silva (2005), Comparison of aerosol

- size distributions measured at ground level and calculated from inversion of solar radiances, in *Proc. of SPIE*, vol. 5979, p. 59790O, SPIE, doi:10.1117/12.626993.
- Pfeifer, M., P. Koepke, and J. Reuder (2006), Effects of altitude and aerosol on UV radiation, *J. Geophys. Res.*, *111*, D01203, doi:10.1029/2005JD006444.
- Piazena, H. (1996), The effect of altitude upon the solar UV-B and UV-A irradiance in the tropical Chilean Andes, *Solar energy*, *57*(2), 133–140.
- Ricchiazzi, P., S. Yang, C. Gautier, and D. Sowle (1998), SBDART: A Research and Teaching Software Tool for Plane-Parallel Radiative Transfer in the Earth's Atmosphere, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*(10), 2101–2114.
- Slaper, H. (1997), *Methods for intercomparing instruments. Advances in solar ultraviolet spectroradiometry*, vol. 63, pp. 153–164, edited by A. Webb, EUR 17768 EN, European Communities, Brussels.
- Slaper, H., and T. Koskela (1997), Methodology of intercomparing spectral sky measurements, correcting for wavelength shifts, slit function differences and defining a spectral reference, *The Nordic intercomparison of ultraviolet and total ozone instruments at Izana, October 1996. Final report, Meteorological Publications, 36*, 161–172.
- Slaper, H., H. Reinen, M. Blumthaler, M. Huber, and F. Kuik (1995), Comparing ground-level spectrally resolved solar UV measurements using various instruments: A technique resolving effects of wavelength shift and slit width, *Geophys. Res. Lett.*, *22*(20), 2721–2724.
- Sola, Y., J. Lorente, E. Campmany, X. de Cabo, J. Bech, A. Redaño, J. A. Martínez-Lozano, M. P. Utrillas, L. Alados-Arboledas, F. J. Olmo, J. P. Díaz, F. J. Expósito, V. Cachorro, M. Sorribas, A. Labajo, J. M. Vilaplana, A. M. Silva, and J. Badosa (2008), Altitude effect in UV irradiance during the Evaluation of the Effects of Elevation and Aerosols on the Ultraviolet Radiation 2002 (VELETA-2002) field campaign, *J. Geophys. Res.*, *113*, D23202, doi:10.1029/2007JD009742.
- USGS (2004), GTOPO30, a global digital elevation model (DEM).
- Vanicek, K., T. Frei, Z. Litynska, and A. Schmalwieser (2000), UV-Index for the Public, *Publication of the European Communities, Brussels, Belgium*.

- Wenny, B. N., J. S. Schafer, J. J. Deluisi, V. K. Saxena, W. F. Barnad, I. V. Petropavlovskikh, and A. J. Vergamini (1998), A study of regional aerosol radiative properties and effects on ultraviolet-B radiation, *J. Geophys. Res.*, *103*(D14), 17,083–17,097.
- Zaratti, F., R. N. Forno, J. G. Fuentes, and M. F. Andrade (2003), Erythemally weighted UV variations at two high-altitude locations, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4263, doi:10.1029/2001JD000918.

