

La radiación solar: efectos en la salud y el medio ambiente.



Benito A. de la Morena Carretero
Mar Sorribas Panero
José Antonio Adame Carnero
José Manuel Vilaplana Guerrero
Manuel Gil Ojeda
Luis Balairón Ruiz
Carlos Vílchez Lobato
Francisco Javier López Narbona

EDITA

UNIA - Universidad Internacional de Andalucía.
Monasterio de Santa María de las Cuevas
C/ Américo Vespucio,2
Isla de la Cartuja.41092 Sevilla
www.unia.es

COORDINACIÓN DE LA EDICIÓN

UNIA - Universidad Internacional de Andalucía.

COAUTORES

Benito A. de la Morena Carretero
Mar Sorribas Panero
José Antonio Adame Carnero
José Manuel Vilaplana Guerrero
Manuel Gil Ojeda
Luis Balairón Ruiz
Carlos Vílchez Lobato
Francisco Javier López Narbona

COPYRIGHT DE LA PRESENTE EDICIÓN

UNIA - Universidad Internacional de Andalucía.

COPYRIGHT

Los autores

FECHA

Julio de 2010

EDICIÓN

500 ejemplares

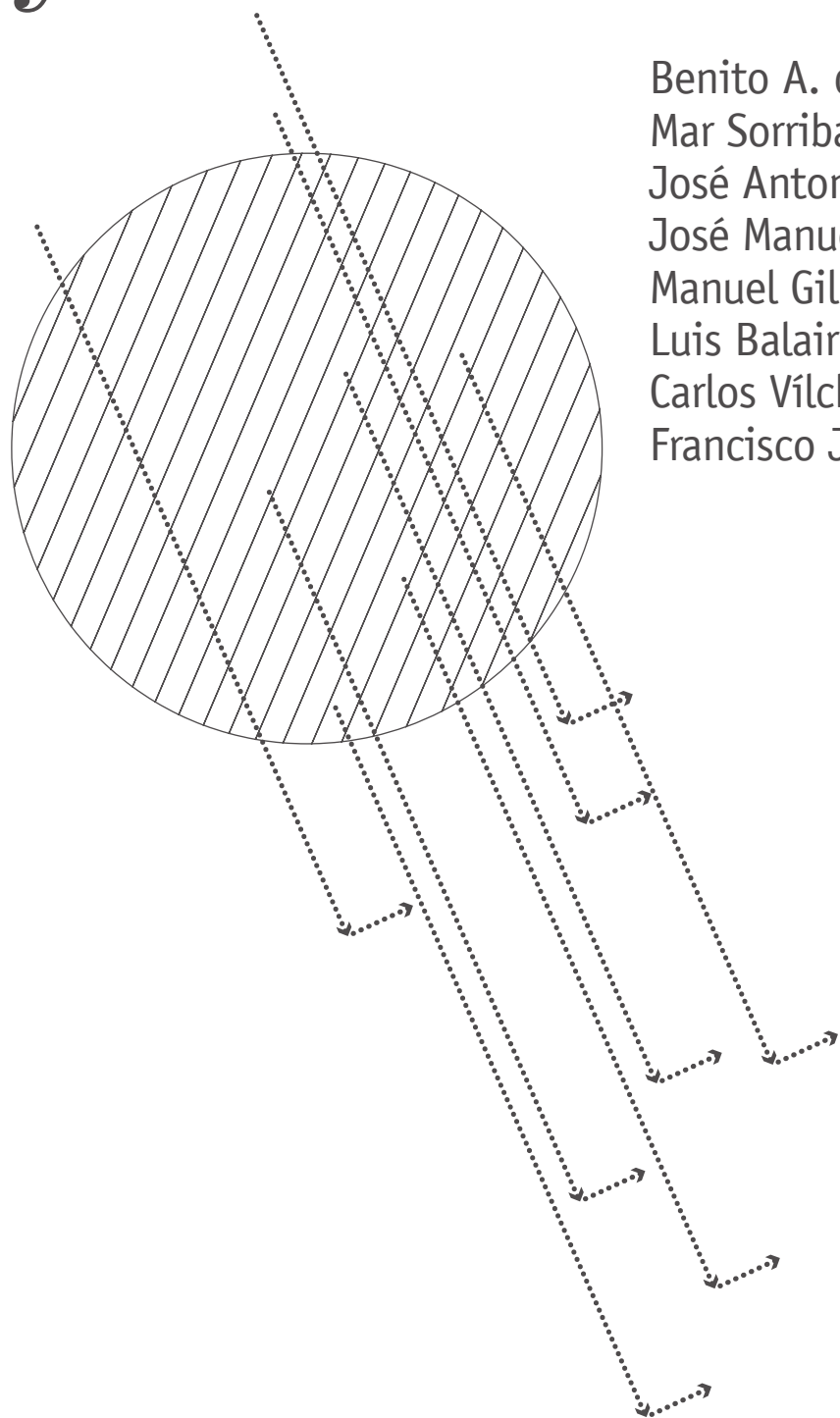
ISBN:

978-84-7993-201-5

MAQUETACIÓN Y DISEÑO

Ricardo Barquín Molero - www.cosmonauta.org

La radiación solar: efectos en la salud y el medio ambiente.



Benito A. de la Morena Carretero
Mar Sorribas Panero
José Antonio Adame Carnero
José Manuel Vilaplana Guerrero
Manuel Gil Ojeda
Luis Balairón Ruiz
Carlos Vílchez Lobato
Francisco Javier López Narbona

Índice

TEMA I: DEL COSMOS A LA IRRACIONALIDAD. EL AYER Y EL HOY DE NUESTRA ATMÓSFERA.

Dr. Benito A. de la Morena Carretero. Director del Curso de Verano. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. **7**

TEMA II: INTERRELACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR Y LA ATMÓSFERA TERRESTRE.

Dra. Mar Sorribas y Dr. José Antonio Adame. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. **19**

- 2.1. La radiación solar. El sol y el espectro electromagnético. Estructura y composición de la atmósfera. **20**
- 2.1.1. Definición de Radiación Solar. Características del espectro electromagnético. Definición de Cuerpo Negro. **20**
- 2.1.2. Magnitudes de medida de la radiación solar. **22**
- 2.1.3. Composición de la atmósfera. Elementos mayoritarios y sustancias traza. **23**
- 2.1.4. Regiones de la atmósfera terrestre. Clasificación atendiendo al perfil térmico de temperatura: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera. **24**
- 2.2. Teoría de la transferencia radiativa terrestre: influencia de la atmósfera sobre la radiación solar. **26**
- 2.2.1. La irradiancia extraterrestre. Procesos de absorción, dispersión y reflexión y su influencia sobre el espectro solar. **26**
- 2.2.2. Definiciones de radiación atmosférica y terrestre. Sistema Tierra-Atmósfera y su balance energético. **27**
- 2.2.3. Teorías de Dispersión de Rayleigh y de Mie. **29**
- 2.2.4. Ley de Bouguer- Lamber-Beer. Espesor óptico Total. Parámetros de Ångstrom. **29**
- 2.2.5. Instrumentación para estudios de Transferencia Radiativa. **32**
- 2.3. Diversos procesos meteorológicos: influencia de la radiación solar sobre la atmósfera. **33**
- 2.3.1. Circulación a escala planetaria. **33**
- 2.3.2. Masas de aire, frentes, ciclones y anticiclones. **34**
- 2.3.3. Sistemas de mesoescala. **37**
- 2.3.4. Capa límite atmosférica. **39**
- 2.4. Bibliografía. **40**

TEMA III: MECANISMOS FOTOQUÍMICOS: OZONO TROPOSFÉRICO Y PARTÍCULAS ULTRAFINAS.

Dr. José Antonio Adame y Dra. Mar Sorribas. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. **41**

- 3.1. Mecanismos fotoquímicos: formación de ozono troposférico. **42**
- 3.1.1. El smog fotoquímico. **42**
- 3.1.2. Principales ciclos fotoquímicos de los gases en la baja troposfera. **43**
- 3.1.3. Procesos de formación y destrucción de ozono. **44**
- 3.1.4. Variaciones diarias y estacionales del ozono. **45**
- 3.1.5. Eventos de alta concentración. **47**
- 3.1.6. Efectos de la contaminación fotoquímica por ozono. **48**
- 3.2. Mecanismos fotoquímicos: partículas ultrafinas. **50**
- 3.2.1. Distribución de tamaños del aerosol atmosférico. **50**
- 3.2.2. ¿El tamaño sí importa! Influencia del modo ultrafino en la salud humana y el cambio climático global. **52**
- 3.2.3. Mecanismos fotoquímicos de producción de nuevas partículas ultrafinas. **53**
- 3.2.4. Velocidades de formación y de crecimiento de partículas en un evento de nucleación. **55**
- 3.2.5. Gases precursores. Evidencias en diferentes ambientes atmosféricos. **56**
- 3.2.6. Introducción sobre la instrumentación para su monitorización. **56**
- 3.3. Bibliografía. **57**

TEMA IV: RADIACIÓN SOLAR ULTRAVIOLETA Y EL OZONO ESTRATOSFÉRICO: TÉCNICAS DE MEDIDA Y REDES DE OBSERVACIÓN.

Dr. José Manuel Vilaplana Guerrero. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. **59**

- 4.1. Introducción. **60**
- 4.2. El Ozono. **61**
 - 4.2.1. Distribución Vertical, Espacial y Temporal de la Capa de Ozono. **62**
 - 4.2.1.1. *Variación Vertical*. **62**
 - 4.2.1.2. *Variabilidad Especial*. **63**
 - 4.2.1.3. *Variabilidad Temporal*. **63**
- 4.3. Radiación Solar Ultravioleta. **64**
 - 4.3.1. Introducción: El Espectro Solar. **64**
 - 4.3.2. Radiación ultravioleta efectiva. **65**
 - 4.3.3. Dosis Mínima Eritémica (MED). **66**
 - 4.3.4. El Índice Ultravioleta UVI. **66**
- 4.4. Técnicas de Medida del Contenido Total de Ozono. **67**
 - 4.4.1. Espectrofotómetro Dobson. **67**
 - 4.4.2. Espectrorradiómetro BREWER MK-III. **70**
- 4.5. Técnicas de Medida de la Radiación Solar Ultravioleta. **72**
 - 4.5.1. Instrumentos de Resolución Espectral. **72**
 - 4.5.2. Instrumentos de Banda Ancha. **73**
 - 4.5.3. Instrumentos de Banda Estrecha. **74**
- 4.6. Redes de Observación Nacionales e Internacionales. **74**
 - 4.6.1. Redes Internacionales. **74**
 - 4.6.2. Redes Nacionales. **75**
- 4.7. Bibliografía. **77**

TEMA V: EVOLUCIÓN PLANETARIA DEL OZONO ESTRATOSFÉRICO.

Dr. Manuel Gil Ojeda. Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. **79**

- 5.1. Introducción. **80**
- 5.2. Descripción general de la estratosfera. **81**
- 5.3. Problemas de origen antropógeno en el equilibrio del ozono. **85**
 - 5.3.1. El agujero de ozono. **85**
 - 5.3.2. El ozono en el Ártico. **88**
 - 5.3.3. Ozono en latitudes medias. **89**
- 5.4. Estructuras a mezzo-escala: Streamers y mini-agujeros de ozono. **90**
- 5.5. Rudimentos de instrumentación óptica y electroquímica. **91**
- 5.6. Perspectivas futuras. **91**
- 5.7. Conclusiones. **92**
- 5.8. Bibliografía. **93**

TEMA VI: CAUSAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO: LOS CAMBIOS EN EL BALANCE DE RADIACIÓN.

Luis Balairón(*). Agencia Estatal de Meteorología. **95**

- 6.1. Introducción. **96**
- 6.2. El sistema climático. **96**
- 6.3. El clima del pasado. **97**
- 6.4. Balance global de radiación y efecto de invernadero. **98**
 - 6.4.1. Balance global de radiación. **99**
 - 6.4.2. Temperaturas de equilibrio y de superficie bajo el efecto de invernadero. **99**
- 6.5. Forzantes o forzamientos radiativos: Clasificación de causas de cambio climáticos. **100**
 - 6.5.1. Concepto de forzamiento radiativo. **100**
 - 6.5.2. Clasificación y comparación de forzamientos radiativos recientes. **101**
 - 6.5.3. Variabilidad de forzamiento Solar. **101**
- 6.6. Sensibilidad climática de la temperatura a los forzamientos: Realimentaciones. **102**
 - 6.6.1. Sensibilidad y forzamiento radiativo: Teoría simplificada (Schelesinger, 1986). **102**
 - 6.6.2. Realimentaciones lentas y rápidas. **103**
- 6.7. La estrategia de obtención de escenarios hasta 2100: evaluación de la incertidumbre. **105**

- 6.7.1. Los escenarios de emisiones SRES. **105**
- 6.7.2. Escenarios de cambio climático. **106**
- 6.8. El límite de la predecibilidad. **107**
- 6.9. Conclusiones. **107**
- 6.10. Bibliografía. **107**

TEMA VII: LA RADIACIÓN SOLAR: EFECTOS SOBRE EL MEDIO AMBIENTE.

Dr. Carlos Vílchez Lobato. Universidad de Huelva. **109**

- 7.0. Resumen. **110**
- 7.1. Introducción. **110**
- 7.2. Ciclo del carbono. **111**
 - 7.2.1. Fijación de carbono. **111**
 - 7.2.2. Almacenamiento y liberación de carbono. **112**
- 7.3. Ciclos de otros nutrientes. **114**
- 7.4. Ciclos de metales. **115**
 - 7.4.1. Hierro. **115**
- 7.5. Actividad oxidante de sistemas acuáticos estimulada por radiación UV. **116**
- 7.6. Cambio climático y dinámica de mezclado en sistemas acuáticos. **116**
- 7.7. Conclusiones. **117**
- 7.8. Bibliografía. **117**

TEMA VIII: LA RADIACIÓN SOLAR Y LOS EFECTOS EN LA SALUD HUMANA.

D. Francisco Javier López Narbona. Servicio de Innovación e Igualdad de la Consejería de Salud de la Junta de Andalucía. **121**

- 8.1. Introducción. El cuerpo humano ante los rayos solares. **122**
- 8.2. Sus beneficios en la salud humana. **124**
- 8.3. Sus daños en la salud humana. Factores determinantes. **126**
- 8.4. Medidas de protección a la salud. **129**
- 8.5. Preguntas frecuentes. **131**
- 8.6. Conclusiones. **134**
- 8.7. Bibliografía. **136**

1. Del cosmos a la irracionalidad. El ayer y el hoy de nuestra atmósfera.

Dr. Benito A. de la Morena Carretero.

Director del Curso de Verano.

Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

Del cosmos a la irracionalidad

El ayer

Fue el físico alemán y sacerdote católico belga George Lemaitre, quién en la década de los años veinte del pasado siglo propuso la idea de que el Universo podría haberse iniciado en un determinado instante, a partir de un núcleo muy pequeño, para expandirse ininterrumpidamente desde entonces. Nació así lo que años después sería conocida como Teoría del Big-Bang o de la Gran Explosión.

...“durante los tres primeros minutos hubo un completo equilibrio termodinámico, pero cuando la pequeñísima esfera empezó a expandirse y a enfriarse con increíble rapidez y su temperatura descendió hasta unos 100.000 millones de grados centígrados y la densidad hasta 100.000 gr/cm³, todos los hiperperones y mesones se desintegraron, se recombinaron las parejas de nucleones y antinucleones, todos los neutrinos y gravitones se desacoplaron de la materia propagándose libremente... cuando el Cosmos hubo crecido mil veces más, los “quarks” libres que se habían convertido en neutrones y protones se combinaron y formaron núcleos atómicos, y así se generó la mayor parte del helio y deuterio existente hoy en día, y todo esto ocurrió en el primer minuto de la expansión...”

Se había iniciado la “evolución cósmica” de un Cosmos desarrollado a partir de una densa concentración de materia hasta llegar a la distribución actual cuyos límites no sólo no se conocen, si no que es tema de debate en la actualidad el determinar si es finito o infinito...

“después de los mil segundos, el 75 % de la materia estaba constituido por núcleos de hidrógeno (protones) y el 25 % por núcleos de átomos de helio (partículas alfa). Los átomos neutros aparecieron de forma abundante cuando la expansión prosiguió durante 300.000 años más y el tamaño del Universo vino a ser mil veces menor que el de ahora...”

Un Universo que continúa expandiéndose en cientos de miles de kilómetros por segundo y del que se sabe que lo pueblan miles de millones de cúmulos galácticos que podían contener cada uno mas de un billón de estrellas, separadas cada una por distancias que podrían alcanzar entre los trescientos y mil millones de años luz, siendo un año luz la distancia que recorre la luz en un año, unos 10 billones de kilómetros.

Un espacio intergaláctico inconmensurable en el que el Sol, esa estrella enana de aproximadamente cuatro mil quinientos millones de años de existencia, en continua evolución, se convierte en la “fuente de vida” de un Planeta llamado Tierra, en el seno del cual se produce un ciclo ininterrumpido de vida y de muerte microbiana, que es el aliento para la aparición de la vida biológica en el planeta. Una vida que ha evolucionado en el tiempo hasta las formas actuales, y que su espécimen más desarrollado, el “homo sapiens”, ha sido capaz de, en escasos últimos cincuenta años, de generar riesgos que pueden conllevar a su propia autodestrucción y la de incontables especies con las que cohabita.

Y la lenta transformación microbiana del Planeta continuó en el tiempo hasta hacerlo “azul”, para admitir en su regazo las formas de vida de las que hoy disfrutamos, formando parte del gran misterio de la Creación.

El hoy

Acabamos de entrar en un nuevo milenio, hay quien ya lo llama el de la globalización y, como en toda nueva “gran travesía”, los objetivos se marcan en base a los resultados obtenidos del periodo anterior, pero no del correspondiente a mil años atrás, quizás ni tan siquiera cien años, tal vez tan sólo de los errores y aciertos cometidos por los seres humanos en décadas muy recientes, con los “grandes” procesos de industrialización, carrera armamentística, deforestación masiva, cultivos agrícolas intensivos, transgénicos, energías renovables, cambio climático, uso abusivo del agua....

Virtudes y defectos derivados de la noble o ruin ambición de seres humanos y menos humanos que haciendo un uso interesado de la moral, de la ética, del intelecto, la inquietud, la perseverancia..., han planificado la vida del Planeta dentro de un “orden” sin valores que aún no ha conseguido el beneficio de la mayoría.

En 1972, en Estocolmo, durante la primera Cumbre Mundial de Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo, se gestaron los preliminares de lo que posteriormente, en Viena, 1985, sería el primer “borrador” de acuerdo intergubernamental planificado para la *Protección de la Capa de Ozono*. En él se convino adoptar “medidas apropiadas para proteger la salud humana y el medio ambiente contra los efectos adversos que puedan resultar de las

actividades humanas que puedan modificar la capa de ozono”, *pero las medidas no se especificaban*. No se hacía mención a las sustancias que podían dañar a esta capa, “*filtro protector de vida*”, pues los Cloro-flúor-carbonados, CFC, solamente aparecen hacia el final del anexo del tratado, donde se mencionan como productos químicos que se deben vigilar.

Solo veinte Naciones lo firmaron en Viena. Fue un convenio cuyo principal objetivo era alentar la investigación, la cooperación entre los países y el intercambio de información; una puesta en marcha de lo que poco después sería el *Protocolo de Montreal, relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono*, que se concertó el 16 de septiembre de 1987, y establecía la “eliminación” de las sustancias que agotan la capa de ozono como “*objetivo final*”.

El Protocolo entró en vigor el 1 de enero de 1989, cuando 29 países, que representan aproximadamente el 82% del consumo mundial, lo habían ratificado. Tras diversas enmiendas, “Londres (1990), Copenhague (1992), Montreal (1997) y Beijing (1997)”, que entraron en vigor únicamente para las Partes que las ratificaron el 10 de agosto de 1992, el 14 de junio de 1994, el 10 de noviembre de 1999 y el 25 Febrero 2002 respectivamente, fue finalmente aceptado por la casi totalidad de los países productores de sustancias destructoras de la capa de ozono.

Hoy en día, y merced a este convenio, se ha logrado reducir un 95% las sustancias perjudiciales para la capa de ozono, fundamentalmente los gases con compuestos de cloro que utilizaban CFC que, una vez renovados, se convierten en hidrofluorocarbonos (HCFC), productos que pueden seguir usándose en los sistemas de refrigeración, aire acondicionado, spray o extintores. No obstante, si se consiguiera también la eliminación definitiva de estos subproductos, HCFC, se podría evitar una emisión equivalente de 35.000 millones de toneladas de CO₂.

Por otro lado, tanto los CFC como los HCFC tienen un elevado potencial de efecto invernadero, por lo que su eliminación tendría también efectos beneficiosos en la lucha contra el cambio climático.

Objetivos de la ONU, para conseguir proteger la capa de ozono y contribuir a frenar parcialmente el cambio climático.

Han pasado diecisiete años desde la Cumbre de Río y hoy se sabe que la devastación del medio ambiente no es simplemente una dilapidación de los recursos; es una amenaza a las complejas estructuras que sostienen el desarrollo humano para poder atender a los casi 8.000 millones de personas que poblarán el planeta en el año 2025. También se conoce perfectamente lo que hay que hacer para controlar las emisiones de gases contaminantes causantes del cambio climático, y la importancia que tiene el evitar la descongelación de los hielos polares que amenazan con la elevación de las aguas litorales, así como las medidas a realizar para obtener una reducción drástica de los gases de efecto invernadero que están aumentando la temperatura del planeta.

El 11 de diciembre de 1992 se reunieron en Río de Janeiro 108 Jefes de Estado, de un total de 172 Gobiernos, para deliberar sobre la degradación del medio ambiente. *La Conferencia de Río* vinculó el medio ambiente y el desarrollo como nunca lo habían hecho antes los acuerdos internacionales. *La consigna era “desarrollo sostenible”*, es decir, desarrollo económico que satisficiera las necesidades de las generaciones actuales sin perjudicar el medio ambiente ni comprometer la capacidad de futuras generaciones de satisfacer sus necesidades.

En un momento dado, se interpretó que “desarrollo” significaba la mejora de los indicadores económicos, entre ellos el producto nacional bruto, las inversiones, y otras acciones económicas efectuadas en gran medida por los países del “primer mundo”. Otros aspectos como el estado de bienestar de los individuos, la condición de la mujer, la calidad de vida, los recursos alimentarios y el estado del medio ambiente, eran considerados secundarios; *en cambio hoy, la comunidad internacional reconoce que todos estos factores están intrínsecamente relacionados entre sí, y que hay que tenerlos muy en cuenta.*

Sirva a título de ejemplo que de los seis mil millones de seres humanos que habitamos el Planeta, el veinte por ciento de la población más rica dispone del ochenta por ciento de los recursos, ello significa que el 78% de los niños desnutridos menores de 5 años viven en países con excedente de alimentos. Que el 5% de la población utiliza el 40% del mercado farmacéutico, mientras que el 70% de seres que viven en África y en Asia sólo disponen del 10% de los medicamentos. Que mil doscientos millones de seres no tienen abastecimiento de agua potable, dos mil trescientos millones de personas no disponen de infraestructura sanitaria para potabilizar el agua de beber, ni sistemas de depuración para tratar aguas residuales, y que cerca de dos mil millones de seres como nosotros, aún no tienen acceso a la electricidad, y ello provoca la muerte, cada año, de 15 millones de personas, de las que 2,5 millones son niños. (UNESCO).

Y todo ello bajo la permisiva y cómplice tolerancia de nuestro corazón.

Con el *Protocolo de Kioto* acordado en 1997, se inició una contribución decisiva para abordar el cambio climático. Ratificado por 166 países y en vigor desde el 16 de febrero de 2005, el Protocolo impone a las naciones industrializadas metas obligatorias de emisiones de dióxido de carbono -causantes del calentamiento global- con objeto de reducirlas entre 2008 y 2012 en un 5,2 por ciento respecto a los niveles de 1990. Si un país fallara en cumplir este mandato podría ser forzado a reducir su producción industrial.

Recientemente, desde Bruselas, la Unión Europea ha propuesto que las emisiones de CO₂ y demás gases de efecto invernadero se reduzcan para el 2020 un 20% en relación a 1990; y en un 30% si se logra que esta medida sea secundada por el resto del mundo. Una meta más ambiciosa que Kioto, pues el Protocolo solo prevé una reducción del 8% para el 2010, y superar el 20% en 10 años más, es una labor difícil.

Bruselas admite que eso sólo será posible si todos los socios cumplen sus compromisos.

Estudios científicos diversos indican que el recorte de emisiones de gases de efecto invernadero debería llegar al 50% en el 2050 para evitar que la temperatura global ascienda más de 2° C en comparación con la era preindustrial, y remarca que los efectos del cambio climático en distintos aspectos de la economía y la vida en Europa serían catastróficos. Por ello la UE hace esa petición de que todos los socios adopten y cumplan sus sugerencias respecto al necesario recorte en el consumo de energías que producen gases con efecto invernadero, y se desarrollen tecnologías que posibiliten el uso de las energías limpias, eólica, térmica, fotovoltaica, mareomotriz ... ¿nuclear?

Otros estudios científicos cuestionan los resultados presentados por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC), al afirmar que el calentamiento global puede ser resultado de una evolución natural del ambiente y desestiman la importancia de las emisiones de gases, como el CO₂...

En cualquier caso, y a modo de una autodefensa espontánea, casi natural, han proliferado las Organizaciones No Gubernamentales que realizan actividades relativas a cuestiones tanto de población como de protección al medio ambiente, e influyen sobre los Gobiernos para que adopten medidas conservacionistas. Los investigadores están tratando de encontrar conexiones entre diversas variables, como el estrés medioambiental, fecundidad, migración, estado de salud, nivel de educación y efectos de atracción y de repulsión ejercidos por las decisiones económicas que conllevan la aplicación de medidas ambientalistas que pudieran ralentizar el desarrollo tecnológico y la industrialización; y en medio de ese escenario de búsquedas de soluciones alternativas, 147 Jefes de Estado y de Gobierno de 191 naciones participantes, negociaron la *Declaración del Milenio* en septiembre del 2002 en Nueva York, y se comprometieron ante las Naciones Unidas “a la adopción de medidas conservacionistas que frenen los aparentemente inevitables efectos del cambio climático”, “a la protección del medio ambiente”..., además de a establecer “una paz justa y duradera en todo el mundo” y a volver a consagrar la ONU al respeto “a la igualdad de derechos de todos, sin distinciones por motivos de raza, sexo, idioma o religión”.

Y es que, ya han sido demasiados los intereses y las ambiciones que el ser humano del siglo veinte ha promovido, y de poco han servido las reuniones “faraónicas” de Kioto (1997), Bali (mayo 2002), Johannesburgo (septiembre 2002), Kiev (2003), México (junio 2006), Nueva York (septiembre 2007), Bali (diciembre 2007), Polonia (diciembre 2008), Washington (abril 2009), y próximamente en Australia, en septiembre 2009.

...“ya que, hasta el momento, solo se han pronunciado grandilocuentes palabras y compromisos vacíos de contenido” que están dilatando en el tiempo la necesaria puesta en marcha de las imprescindibles soluciones, pues se quiere compatibilizar la conservación del medio ambiente con políticas económicas, excesivamente conservacionistas, de los sectores del poder mediático preestablecido”.

Sobre el Informe Stern

Cada vez son mas los sectores que perciben la sensación de que Los Gobiernos han fracasado a la hora de proteger los derechos humanos y medioambientales, y especialmente por no adoptar con fortaleza medidas preventivas que deberían paliar los efectos que, se presuponen, vendrán derivados del cambio climático y el efecto invernadero, pues para ello es preciso establecer *una regulación económica y financiera* a favor del mercado a escala global, que aún no han sido capaces de coordinar.

Y es que, con esta actuación aparentemente negligente, por interesada, los líderes mundiales han generado una enorme brecha económica entre los dos mundos, al no invertir en ellos, y ahora, en los “crudos” momentos de la recesión, el

riesgo de inestabilidad política es simultáneo al de la inestabilidad social, y éste al de la degradación medioambiental, pues, pese a que la riqueza mundial ha aumentado manifiestamente en una cuantía que se estima actualmente en 24 billones de euros anuales, sigue siendo poca o nula la inversión hacia esos 4.400 millones de personas las que aún siguen viviendo en el umbral de la pobreza en países en vías de desarrollo, y que están condenados a soportar las más graves situaciones de degradación ambiental, *lo que está generando grandes inestabilidades en sectores geoestratégicos de alcance mundial, como es la emigración.*

Según el informe redactado por el economista Sir. Nicolas Stern, por encargo del gobierno del Reino Unido, y que fue publicado el 30 de octubre del 2006, el principal problema será, la carestía de agua por un lado, y la subida del nivel del mar por otra a causa de la descongelación de los hielos polares, que provocará lo que se denominan “*refugiados climáticos*”, es decir, miles de personas en busca de lugares con mayor facilidad de acceso a los recursos. Así, algunos políticos europeos ya hablan de la “*seguridad climática*”, consistente en pensar no solo en el calentamiento global, sino también en sus consecuencias geoestratégicas.

Curiosa premisa, la económica, que se introduce como una variable muy importante a tener en cuenta en cualquier medida paliativa sobre efectos que, aparentemente, solo deberían corresponder a sectores científicos- técnicos- ambientalistas.

El Informe Stern ofrece una serie de soluciones a partir de tres enfoques:

1. Fijación del precio del carbono: el CO₂ debe tener un precio, aplicado a través de impuestos, comercio de emisiones o regulaciones.
2. Tecnologías bajas en carbono: el presupuesto recaudado deberá emplearse en la creación de mercados de tecnologías y otros bienes y servicios bajos en carbono (medios de transporte, por ejemplo)... Mercados que derivarían en miles de puestos de trabajo y en cientos de billones de euros anuales. Para que sean efectivos, esa tecnología, dominada por el Primer Mundo, deberá ser compartida con el Tercero, convirtiéndola en un bien común.
3. Eliminación de barreras: para la eficiencia energética y para informar, educar y persuadir a las personas acerca de lo que pueden hacer para responder al cambio climático: en todas las políticas de desarrollo se debe integrar plenamente el conocimiento sobre el calentamiento global.

Stern considera que con estas medidas aún es posible evitar los peores efectos previsibles para el cambio climático si se actúa ahora y con decisión a escala internacional. Lo contrario provocaría un mayor e incontrolado gasto derivado del empeoramiento de las condiciones ambientales, del crecimiento de la población y del Producto interior bruto de cada nación.

Pero otra visión interesada es la que podría vislumbrarse al plantearla como otro nuevo y gran negocio para el siglo XXI, que los sectores económicos preponderantes pretenderían poner en marcha para obtener beneficios de supuestos desastres ambientales que se esperan acaezcan dentro de unos cincuenta o cien años. Algo que a algunos nos hace dudar de la veracidad de la supuesta gravedad socio ambiental que generarán los riesgos que se anuncian, y nos hace pensar que pudiéramos estar siendo los protagonistas de un nuevo “Orden” económico mundial en el que el afán de lucro, riqueza y extorsión de organizaciones privadas y organismos gubernamentales, seguirá traficando con la situación, cada día más insostenible, de los pobres y desposeídos de todo el mundo.

Al margen de esta opinión “filosófica”, la realidad es que a principios de la era cristiana, la población mundial llegaba a 250 millones y que a lo largo de los 1800 años posteriores ascendió, apenas, hasta 1000 millones, mientras que en los siguientes 145 años alcanzó los 2300 millones, y que en los últimos 65 años que van, entre 1945 y 2010, ha aumentado hasta los, aproximadamente, 6500 millones de habitantes. Una cantidad que se espera incrementar para mediados del siglo XXI, hasta los 9000 millones de seres humanos, futuros pobladores de nuestro Planeta “azul”.

Ha sido extraordinario el desarrollo de las fuerzas productivas en la segunda mitad del siglo XX, con un enorme progreso tecnológico que ha permitido mejorar nuestro nivel de vida, lo que ha multiplicado por veinte todo el crecimiento acumulado en la centuria pasada; pero este desarrollo industrial y el inmenso aumento del parque de vehículos de transporte de todo tipo, incluyendo los usados con fines militares, que consumen derivados del petróleo, han propiciado el incremento del efecto invernadero y, con ello, la aparición de un factor de gran influencia en el cambio climático global, pues los gases se mezclan en una atmósfera que no entiende de fronteras y generan efectos sinérgicos, presumiblemente aún desconocidos para la ciencia.

Antes de la Revolución Industrial (1750-1850) el nivel de gases invernadero era de 280 partes por millón; en la actualidad, se ubica en 430 y aumenta más de 2 partes por millón cada año. Esto explica por qué la Tierra haya experimentado un calentamiento de 0,7 °C en los últimos cien años y se prevea un calentamiento adicional en los próximos años, con

resultados diversos que van, desde precipitaciones más variables y una mayor incidencia de fenómenos meteorológicos extremos, junto a una elevación del nivel del mar que afectará negativamente la agricultura, recursos hídricos, los asentamientos humanos, la salud, los ecosistemas...

Algo tan aparentemente lógico como debiera de ser la conservación de esa atmósfera, que el ser humano precisa ineludiblemente para mantener su calidad de vida, está en grave riesgo a causa de una ambición desmedida por un “poder” que ha cegado su capacidad de raciocinio.

“cuidemos los espacios en los que el hombre se desenvuelve. Cuidemos los espacios de un Mundo que se ha quedado empequeñecido para un hombre que tiene ambiciones de galaxia”... (Prof. Antonio Lamela, Cosmoísmo y Geoísmo, 1976).

A modo de glosario

Ni con la Cumbre de Río, ni desde el Protocolo de Kioto, o en las recientes Cumbres de Johannesburgo, New York, Bali, Washington... hemos sido capaces de ponernos realmente de acuerdo para aceptar que la conservación de las condiciones de las formas de vida actuales en el Planeta Tierra, pasan por mantener las características de su atmósfera y preservarla de las agresiones sistematizadas a la que es sometida y, en concreto, de esa capa, denominada ozonósfera, tan delgada que si fuera posible comprimirla no ocuparía mas de 3 mm de espesor, y que actúa como pantalla protectora de determinada gama de radiación solar ultravioleta, garantizando así las condiciones de la calidad de vida actual de los seres que la habitan y de la biosfera en general.

Aunque los contenidos científicos se desarrollarán profusamente a lo largo del curso, daremos unas ideas genéricas, a modo de glosario, sobre conceptos técnicos diversos obtenidos de la bibliografía especializada, y que dan título al curso:

¿Qué se entiende por ozono?

El ozono es una forma de oxígeno, pero mientras que el oxígeno que respiramos está en forma molecular (O_2), la molécula de ozono consta de tres átomos de oxígeno (O_3). Su distribución en la atmósfera no es homogénea, pues varía con la altura, la posición geográfica y la época del año. Su mayor concentración se encuentra entre 15 y 35 Km. de altura y se la da el coloquial nombre de “capa de ozono”.

El ozono es un componente muy minoritario de la mezcla de gases que componen el aire, pero que ejerce un papel fundamental en la estratificación térmica de la atmósfera. Su proporción de mezcla no supera, ni siquiera en su nivel máximo de 35Km. de altura, la 10 partes de ozono por cada 1.000.000 de partes de volumen de aire (10 ppm); es decir, nunca, en ninguna altura, llega a representar ni el 0,001% del volumen total del aire, pero mientras que el oxígeno y el ozono absorben 95 a 99.9% de la radiación de luz ultravioleta del Sol, sólo el ozono absorbe la luz ultravioleta más energética, conocida como UV-C y UV-B. Esta luz ultravioleta causa daño biológico como cáncer de la piel, daño a tejidos de los ojos, daño a las plantas y al medio ambiente en general.

El rol protector de la capa de ozono en la atmósfera es tan importante, que se considera que sin él, la vida sobre la Tierra quizás no se hubiese desarrollado.

El ozono total integrado sobre la columna vertical de atmósfera se mide en Unidades Dobson (D.U.), en honor al profesor Dobson, uno de los investigadores pioneros en su estudio. Una D.U. equivale a 2.68×10^{16} moléculas, y representa 0.01mm de gas en condiciones de presión y temperatura al nivel del mar. El contenido medio de ozono en la atmósfera para nuestras latitudes es de 300 Unidades Dobson, es decir, si todo el ozono de la atmósfera se trasladara junto al suelo ocuparía una capa de 3 mm de espesor.

El ozono también se forma en cantidades muy pequeñas en la superficie de la tierra. En contraposición al estratosférico, el ozono superficial, conocido también como troposférico (hasta los 10 Km. de altitud), es dañino para los seres vivos por ser un oxidante muy potente. Se produce en la baja atmósfera a través de reacciones fotoquímicas entre la luz del sol y compuestos orgánicos volátiles (COVs) y óxido de nitrógeno (NO_x).

Los óxidos de nitrógeno, son un contaminante atmosférico primario que se forma cuando se queman los combustibles fósiles que empleamos en la vida diaria como la gasolina, el gas natural, el fuel-oil o el carbón. Por ello es en las zonas industriales y en las grandes ciudades, por su alto volumen de tráfico rodado, donde se genera mayor cantidad de ozono troposférico. Estas emanaciones de gases de los coches y de industrias, ayudado por las altas temperaturas de los meses

más calurosos del año, se mezclan con los compuestos orgánicos del aire en estado de reposo, generando una neblina de color amarillo-parduzco denominado “*smog fotoquímico*”, siendo su área de influencia, preferente, el entorno alejado varios kilómetros del foco que lo genera.

¿Qué es la radiación solar?

La energía que recibe la Tierra proviene de una capa relativamente delgada (1000 Km. de espesor) del Sol, llamada fotosfera o corteza, que se encuentra a elevada temperatura (4000-6000 K). La energía que mantiene esta temperatura tiene su origen último en reacciones termonucleares de fusión que se producen en la parte central del Sol (núcleo e interior) y que transforman en cada segundo cuatrocientos millones de toneladas de hidrógeno en helio aproximadamente. Desde allí, la energía alcanza las capas externas desde donde es emitida al espacio en forma de radiación.

La radiación emitida por el Sol comprende una extensa gama de longitudes de onda que van desde los rayos gamma a las ondas de radio, pasando por los rayos X, ultravioleta (UV), visible, infrarrojo (IR) y microondas. Esta radiación está constituida por fotones, cada uno de los cuales lleva asociada una determinada energía que está en razón inversa a su longitud de onda.

En función de cómo reciben la radiación solar los objetos situados en la superficie terrestre, se pueden distinguir los siguientes tipos de radiación:

Radiación directa, es aquella que llega directamente del Sol sin haber sufrido cambio alguno en su dirección. Este tipo de radiación se caracteriza por proyectar una sombra definida de los objetos opacos que la interceptan.

Radiación difusa, es la parte de radiación que atraviesa la atmósfera y es reflejada por las nubes o absorbida por éstas. Esa radiación, va en todas direcciones, como consecuencia de las reflexiones y absorciones, no sólo de las nubes sino de las partículas de polvo atmosférico, montañas, árboles, edificios, el propio suelo, etc.

Radiación reflejada es, como su nombre indica, aquella reflejada por la superficie terrestre. La cantidad de radiación depende del coeficiente de reflexión de la superficie, también llamado albedo.

Radiación global, la suma de las tres radiaciones.

La *radiación ultravioleta* que alcanza la superficie de la tierra es emitida por el Sol en longitudes de onda van aproximadamente desde los 150 nm (1500 Å), hasta los 400 nm (4000 Å), en las formas UV-A, UV-B y UV-C pero a causa de la absorción por parte de la atmósfera terrestre, el 99% de los rayos ultravioletas que llegan a la superficie de la Tierra son del tipo UV-A. Ello nos libra de la radiación ultravioleta más peligrosa para la salud. La atmósfera ejerce una fuerte absorción que impide que la atraviese toda radiación con longitud de onda inferior a 290 nm (2900 Å). La radiación UV-C no llega a la tierra porque es absorbida por el oxígeno y el ozono de la atmósfera, pero la radiación UV-B es solo parcialmente absorbida por el ozono y sí llega a la superficie de la tierra pudiendo generar riesgos, si bien ello está en función de diversos factores, además del ozono, como son el régimen de nubosidad, las partículas en suspensión en el aire, la contaminación, la altitud sobre el nivel del mar, la reflectividad del suelo del lugar (albedo), etc., estableciéndose la clasificación de *Irradiación Solar Directa*, que llega al cuerpo desde la dirección del Sol, y la *Irradiación Solar Difusa*, que es aquella cuya dirección ha sido modificada por la densidad atmosférica, por el choque con partículas u objetos, etc. y que por sus características se considera venida de todas direcciones. La suma de ambas es la *irradiación total incidente*.

¿Qué son los aerosoles?

El término “partículas en suspensión” u aerosoles, abarca un amplio espectro de sustancias orgánicas o inorgánicas, dispersas en el aire, procedentes de fuentes naturales y antropogénicas.

La combustión de carburantes fósiles generada por el tráfico (una de las principales fuentes de contaminación por partículas en las ciudades) puede producir diversos tipos de partículas: partículas grandes, por la liberación de materiales inquemados (cenizas volátiles), partículas finas, formadas por la condensación de materiales vaporizados durante la combustión, y partículas secundarias, mediante reacciones atmosféricas de contaminantes desprendidos como gases. Hoy día, los científicos consideran que las partículas en suspensión son el contaminante más severo, por sus graves afecciones al sistema respiratorio.

La modificación de la composición de la atmósfera por causas antropogénicas y/o naturales altera la calidad del aire, a la vez que puede causar cambios en el clima por su influencia en el balance radiativo terrestre. Por tanto en lo

referente a la perturbación de la composición de la atmósfera hay que distinguir dos escalas, la escala local, regional y de larga distancia, en las que el deterioro de la calidad del aire o el aporte de determinados contaminantes puede tener repercusiones negativas sobre los ecosistemas, e incluso sobre la salud humana; y la escala global, donde el aporte de contaminantes específicos (emisiones de gases de efecto invernadero y aerosoles) o la destrucción de determinados componentes atmosféricos (caso del ozono estratosférico) pueden modificar el balance radiativo terrestre y por ello inducir cambios en el clima.

Los efectos

Las sustancias más conocidas que perjudican la *capa de ozono*, son: los CFC, halón, tetracloruro de carbono, metilcloroformo, HBFC y el Bromoclorometano. Estos compuestos destruyen la molécula de ozono atmosférico en una proporción superior a su regeneración natural, lo que conlleva a una disminución de la capa de ozono y al consiguiente incremento de radiación solar ultravioleta.

Este incremento de la *radiación solar ultravioleta* que alcanza la superficie terrestre puede producir serios efectos, no solamente sobre las personas, sino en otras formas de vida. Incluso en pequeñas dosis, la exposición a la radiación ultravioleta UV-B (280-315nm) puede causar serios problemas en la salud humana: cataratas, cáncer de piel... Se estima que una disminución del 1% de la capa de ozono tiene como resultado un incremento del 2% en el número de casos de cáncer de piel. Así como cambios genéticos en el ADN, y una disminución de la eficiencia del sistema inmunológico que podría hacer que el sistema tolerara la enfermedad en lugar de combatirla. Ello podría significar la inutilidad de los programas de vacunación tanto en países industrializados como en vías de desarrollo. Sólo las nubes tipo cúmulos de gran desarrollo vertical atenúan éstas radiaciones prácticamente a cero. El resto de las formaciones, tales como cirrus, estratos y cúmulos de poco desarrollo vertical no las atenúan, por lo cual es importante la protección aún en días nublados.

El ecosistema hidrológico y los cultivos, incluyendo el plancton marino, pueden verse afectados sin que tengamos certeza del alcance de sus consecuencias. La pérdida del fitoplancton, base de la cadena alimentaria marina, ha sido observada como causa del aumento de la radiación ultravioleta. Bajo el agujero de ozono en la Antártida la productividad del fitoplancton decreció entre el 6 y el 12 por ciento, lo cual significa una pérdida de 7 millones de toneladas de pescado por año; alrededor del 7 por ciento de la producción pesquera mundial. El 30 por ciento del consumo humano de proteínas proviene del mar, esta proporción aumenta aún más en los países en vías de desarrollo.

Por otra parte, el fitoplancton marino es uno de los mayores sumideros de CO₂, de forma que cualquier cambio en los niveles de radiación solar UV-B puede tener efectos en la futura tendencia del CO₂ atmosférico y consecuentemente en el clima. Así mismo, un incremento de la radiación UV-B incrementará también la tasa de fotólisis de los gases traza que controlan los procesos químicos de la troposfera.

En el caso del *ozono a nivel del suelo*, su incremento le convierte en un contaminante atmosférico de riesgo, pues es un oxidante muy fuerte capaz de atacar superficies, construcciones y otros materiales. También resulta perjudicial para las cosechas, los bosques y la vegetación en general, ya que el ozono reduce su productividad biológica. Pero sobre todo, representa un problema de salud pública, dependiendo de su nivel de concentración, pues a partir de 180 microgramos por metro cúbico, el riesgo en personas asmáticas y con problemas respiratorios aumenta notablemente.

Otros efectos serían: Daños a las mucosas, Irritación en la faringe, cuello y ojos, sequedad de garganta, disminución del rendimiento físico, disminución de la capacidad pulmonar en un 20%, cansancio, fatiga y mareo, dolor de cabeza, decaimiento general, alteración del sistema inmunológico. Los efectos varían en función de la concentración del mismo, el tiempo de exposición y el grado de sensibilidad individual, siendo el grupo poblacional más sensible el que conforman los niños, ancianos y personas con problemas respiratorios.

En relación con los *aerosoles* y sobre sus efectos sobre la salud se suelen distinguir; las PM₁₀, partículas "torácicas" menores de 10 µm que pueden penetrar hasta las vías respiratorias bajas, las PM_{2.5}, partículas "respirables" menores de 2.5µm, que pueden penetrar hasta las zonas de intercambio de gases del pulmón, y las partículas ultrafinas, menores de 100 nm, que pueden pasar por el torrente circulatorio.

Las PM₁₀ están detrás de numerosas enfermedades respiratorias, problemas cardiovasculares, y cánceres de pulmón. Por otro lado, los estudios sobre efectos a largo plazo han estimado que la exposición a partículas en suspensión puede reducir la esperanza de vida entre varios meses y dos años. Según un estudio de la Comisión Europea, publicado a comienzos de 2005, la presencia de estas partículas en la atmósfera produce cada año 288.000 muertes prematuras según la Organización Mundial de la Salud (OMS).

Luz visible

Es la radiación correspondiente a la zona visible, cuya longitud de onda está entre 360 nm (violeta) y 760 nm (rojo), y por la energía que lleva, tiene gran influencia en los seres vivos. La luz visible atraviesa con bastante eficacia la atmósfera limpia, pero cuando hay nubes o masas de polvo parte de ella es absorbida o reflejada.

Radiación infrarroja

La radiación infrarroja de más de 760 nm, es la que corresponde a longitudes de onda más largas y lleva poca energía asociada. Su efecto aumenta la agitación de las moléculas, provocando el aumento de la temperatura. El CO₂, el vapor de agua y las pequeñas gotas de agua que forman las nubes absorben con mucha intensidad las radiaciones infrarrojas.

La atmósfera se desempeña como un filtro ya que mediante sus diferentes capas distribuyen la energía solar para que a la superficie terrestre sólo llegue una pequeña parte de esa energía.

Radiación recibida por la Tierra	Porcentaje (%)	Radiación absorbida por la Tierra	Porcentaje (%)
directa a la Tierra	26%	por la atmósfera	16%
indirecta a la Tierra	11%	por las nubes	2%
difusa a la Tierra	14%	por ozono y otros gases	1%
Pérdida de radiación por reflexión	4%		
Total de radiación	47%		19%

Tabla 1.1. Radiación recibida y absorbida por la Tierra.

Energía Solar reflejada	Porcentaje (%)
Radiación reflejada por los materiales terrestres (indirectamente)	10%
Radiación reflejada por las nubes (directamente)	24%
Total	34%

Tabla 1.2. Energía Solar reflejada.

En los cuadros anteriores se observa como se distribuye el 100% de la energía proveniente del sol, un 34% (Tabla 1.2) regresa al espacio exterior, de forma directa (24%) o indirecta (10%). Un 19% de la energía es absorbida por la atmósfera, mientras que la Tierra recibe un 47% ambas serán regresadas al espacio exterior (Tabla 1.1). Esta distribución de la energía hace posible el balance energético en la Tierra.

Albedo

De la radiación que llega al planeta, principalmente en forma de luz visible, una parte es reflejada inmediatamente. Esta fracción de energía que es devuelta inmediatamente al espacio se llama albedo, y para la Tierra vale 0,313 (31,3%). El albedo de la Tierra es un factor causal importante de su clima, afectado por causas naturales y también por otras antropogénicas.

Estructura de la atmósfera

Troposfera: Es la zona inferior de la atmósfera que se extiende desde el nivel del mar hasta unos 16 Km., según la latitud. Es una capa muy densa, en la que se encuentran más de las tres cuartas partes del aire de la atmósfera, mucho vapor de agua condensado en forma de nubes, y gran cantidad de polvo. A ella llegan la luz visible y los rayos UV que logran atravesar el resto de las capas de la atmósfera.

Estratosfera: Tiene un espesor aproximado de 60 Km. y se encuentra por encima de la troposfera. Es una capa tenue donde el vapor de agua y polvo disminuyen bastante con relación al contenido en la troposfera. En esta zona es abundante la concentración de anhídrido carbónico (CO_2) que tiene la propiedad de evitar el paso de las irradiaciones a la Tierra.

Ozonósfera: Entre los 20 y 30 Km. de altura se encuentra una capa de unos 15 Km. de espesor con abundante ozono, es la capa que absorbe casi toda la radiación ultravioleta proveniente del Sol.

Mesosfera: Es la parte de la atmósfera situada por encima de la estratosfera y por debajo de la termosfera. Esta capa se extiende desde, aproximadamente, 50 Km., hasta los 80 Km., en ella las temperaturas descienden hasta los -80 grados centígrados.

Termosfera: Capa de la atmósfera terrestre que se extiende entre los 80 y los 500 Km. de altitud aproximadamente y cuya temperatura aumenta con la altura; en ella abundan los iones por efecto de las radiaciones ultravioletas del Sol.

Ionosfera: Es la parte de la atmósfera terrestre ionizada permanentemente debido a la fotoionización que provoca la radiación solar. Se sitúa entre la mesosfera y la exosfera, y en promedio se extiende aproximadamente entre los 65 Km. y los 700 Km. de altitud, aunque los límites inferior y superior varían según autores y se quedan en 60-90 (baja ionosfera) y 90-600 Km. respectivamente. Por otra parte, algunos consideran que la alta ionosfera constituye el límite inferior de la magnetosfera.

Entre las propiedades de la ionosfera, encontramos que esta capa contribuye esencialmente en la reflexión de las ondas de radio emitidas desde la superficie terrestre posibilitando que éstas puedan viajar grandes distancias sobre la Tierra, gracias a las partículas de iones (cargadas de electricidad) presentes en ella, por lo que es de gran utilidad en las radiotelecomunicaciones. Se subdivide en capas D, E, F1 y F2 en función de su contenido total de electrones. Además, en esta capa se desintegran la mayoría de meteoroides, a una altura entre 80 y 110 Km., debido al rozamiento con el aire y dan lugar a meteoros o estrellas fugaces.

Exosfera: Es la zona más alejada de la superficie terrestre. La capa de la atmósfera en la que los gases poco a poco se dispersan hasta que la composición es similar a la del espacio interplanetario. Se localiza por encima de la termosfera, aproximadamente a unos 600 Km. de altitud, en contacto con el espacio exterior, donde existe prácticamente el vacío. Es la región atmosférica más distante de la superficie terrestre. En esta capa la temperatura no varía y el aire pierde sus cualidades físicoquímicas (Espacio interplanetario, exterior a la atmósfera terrestre.)

Su límite inferior se localiza a una altitud generalmente de entre 600 y 700 Km. aproximadamente. Su límite con el espacio llega en promedio a los 10.000 Km. por lo que la exosfera está contenida en la magnetosfera (500-60.000 Km.). Es la zona de tránsito entre la atmósfera terrestre y el espacio interplanetario y en ella se pueden encontrar satélites meteorológicos de órbita polar.

Magnetosfera: Es una región ubicada alrededor del planeta (500-60.000 Km.) en la que el campo magnético desvía la mayor parte del viento solar formando un escudo protector contra las partículas cargadas de alta energía procedentes del Sol. La magnetosfera es la parte más externa y amplia de la atmósfera terrestre. Comienza a unos 500 Km. de altura, por encima de la ionosfera, donde las partículas ionizadas de la atmósfera interactúan con mayor intensidad con el campo magnético terrestre. La magnetosfera interactúa con el viento solar en una región denominada magnetopausa, que se encuentra a unos 60.000 Km. de la Tierra en la dirección Tierra-Sol y a mucha mayor distancia en la dirección opuesta. Por delante de la magnetopausa se encuentra la superficie de choque entre el viento solar y el campo magnético. En esta región las partículas cargadas del viento solar son arrastradas por el campo magnético sobre los polos magnéticos dando lugar a la formación de auroras polares, boreales en el hemisferio norte y australes en el hemisferio sur.

Efecto invernadero y Calentamiento global

El efecto invernadero es un factor esencial del clima de la Tierra. Bajo condiciones de equilibrio, la cantidad total de energía que entra en el sistema por la radiación solar, se compensará con la cantidad de energía radiada al espacio, permitiendo a la Tierra mantener una temperatura media constante en el tiempo.

El efecto invernadero no es un fenómeno perjudicial, es un proceso natural de la atmósfera por el que se recicla la energía en la atmósfera para calentar la superficie de la Tierra, y que hace que aumente la temperatura unos 35° C (desde 20 bajo cero hasta 15° C) y hace que sea habitable. Bajo condiciones de equilibrio la cantidad total de energía que entra en el sistema por la radiación solar se equilibrará exactamente con la cantidad de energía radiada al espacio, permitiendo a la Tierra mantener una temperatura media constante con el tiempo.

Lo que sí es perjudicial es el efecto invernadero causado por las emisiones de dióxido de carbono y otros gases de efecto invernadero de origen antropogénico, CO_2 , H_2O , O_3 , CH_4 y CFC's. Ese es el efecto invernadero que provoca el calentamiento global de la Tierra, debido a la acumulación de los llamados gases invernadero causado por el ser humano.

Balance radiativo terrestre

El Balance radiativo terrestre se refiere al hecho de que durante periodos prolongados de tiempo la temperatura en la Tierra se ha mantenido esencialmente constante. Esto significa un equilibrio térmico entre la radiación que entra por la parte superior de la atmósfera y la que sale, la energía que absorbe la atmósfera y la que irradia, la energía que absorbe la superficie terrestre y la que irradia pues ninguna de las partes aumenta de temperatura. Los intercambios de energía se expresan en vatios por metro cuadrado (W/m^2). Sin embargo, medidas recientes indican que la Tierra está absorbiendo $0,85 \pm 0,15 \text{ W/m}^2$ más que lo que emite al espacio (Hansen et al. 2005). Este aumento, asociado con el calentamiento global, se cree que ha sido causado por el reciente aumento en las concentraciones de los gases de efecto invernadero.

La Tierra intercepta una energía del Sol que en la parte superior de la atmósfera vale 1366 W/m^2 . Sin embargo, sólo intercepta energía la sección de la Tierra orientada hacia el Sol, mientras que la irradia a toda la superficie terrestre, así que hay que dividir la constante solar entre 4, lo que lleva a 342 W/m^2 . El balance y equilibrio, en la vida terrestre se halla afectado por la forma cambiante del mismo.

Acuerdos y convenios mas significativos

1972	Informe del Club de Roma y MIT: "Los límites del crecimiento". Declaración sobre medio humano (presencia de 113 países) aprobada en la conferencia de Estocolmo de la ONU (Resolución 2398 - XXIII). Creación del PNUMA (programa de las naciones unidas para el medio ambiente) con sede en Gigiri, Kenia. Resolución 2997 - XXVII.
1982	Primer programa de la ONU sobre el ambiente - Carta mundial de la naturaleza - Resolución 37/7, proclamada el 28 de octubre de 1982 como instrumento ambiental jurídicamente no obligatorio. Se reúne la Comisión Mundial sobre el medio ambiente y desarrollo.
1987	Informe de la Comisión Mundial sobre el medio ambiente y desarrollo "Nuestro futuro común" (informe Bruntland).
1988	Se establece el Panel intergubernamental en cambio climático (IPCC).
1989	Resolución ONU 44/228 convocando a la Conferencia de las naciones unidas sobre el medio ambiente y el desarrollo a realizarse en Río de Janeiro.
1992	La conferencia de Río generó los siguientes acuerdos: Declaración de Río (presencia de 178 países) Declaración de principios de florestas Convenio marco sobre cambio climático (UNFCCC) Convenio sobre biodiversidad Agenda 21
1995	Cumbre de Copenhague.
1997	Cumbre Mundial sobre el Desarrollo Sostenible conocida como RIO+5. Considerada un fracaso por la ausencia de los principales países en desarrollo.
2001	Plataforma de acción - Río de Janeiro. Elaborada por la Conferencia Regional de América Latina y el Caribe preparatoria de la Cumbre Mundial sobre el Desarrollo Sostenible (Johannesburgo, Sudáfrica, 2002).
2002	Cumbre Mundial sobre el Desarrollo Sostenible Johannesburgo conocida como RIO+10.

Cambio climático

1997	Protocolo de Kioto. Busca reducir 6 gases de efecto invernadero: dióxido de carbono (CO ₂), óxido nitroso (N ₂ O), metano (CH ₄), hidrofluorocarbonos (HFCs), perfluorocarbono (PFC) y hexafluoruro de azufre (SF ₆). Los países industrializados se comprometieron a reducir la emisión de gases causantes del efecto invernadero en un 5,2% tomando como base los niveles de 1990. Para facilitar la reducción de emisiones se incluyeron tres mecanismos: desarrollo limpio, comercialización de emisiones e implementación conjunta.
1998	El PNUMA y la OMM crean el Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) para evaluar el estado de conocimiento existente sobre el sistema climático; los impactos sobre el ambiente, economía y sociedad del cambio climático y las posibles estrategias de respuesta.
2008-2012	Primer período de compromiso: los países industrializados deben reducir 5% de los gases causantes del efecto invernadero que generaban en 1990.

Protección de la capa de ozono

Protocolo de Montreal relativo a las sustancias que agotan la capa de ozono.
Convenio de Viena para la protección de la capa de ozono.
Conferencia de las Partes en el Convenio de Viena Reuniones de las Partes en el Protocolo de Montreal.

2.

Interrelación de la radiación solar y la atmósfera terrestre.

Dra. Mar Sorribas y Dr. José Antonio Adame.
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

2.1. La radiación solar. El sol y el espectro electromagnético. Estructura y composición de la atmósfera.

2.1.1. Definición de Radiación Solar. Características del espectro electromagnético. Definición de Cuerpo Negro.

La radiación solar es la energía emitida por el Sol, producida por las reacciones del hidrógeno en su interior. Esta se propaga en todas las direcciones a través del espacio mediante ondas electromagnéticas, y es determinante en la dinámica de los procesos atmosféricos y el clima. La radiación electromagnética son ondas producidas por la aceleración de una carga eléctrica y no necesitan un medio material para propagarse, por lo que pueden atravesar el espacio interplanetario y llegar a la Tierra. Las variables que permiten determinar su energía son la longitud de onda λ y la frecuencia μ , las cuales están relacionadas por medio de la ecuación:

$$1. \quad c = \lambda \mu$$

donde c es la velocidad de la luz con valor 299792 m/s y λ es medida en nm (10^{-9} m) y μ en Hz.

En base a la Ecuación 1 se observa que dos rayos de luz con la misma longitud de onda presentan también la misma frecuencia y que todas las ondas electromagnéticas se desplazan en el vacío a la misma velocidad y se diferencian únicamente en su frecuencia y longitud de onda.

Si se considera el espectro de longitudes de onda, la energía de la radiación emitida se encuentra caracterizada por la Ley de Planck:

$$2. \quad E_{\lambda} = \frac{a}{\left[\lambda^5 \left(e^{(b/\lambda T)} - 1 \right) \right]}$$

donde E_{λ} es la energía ($Wm^{-2}\mu m^{-1}$), $T(K)$ es la temperatura del cuerpo y a, b constantes. Entendiendo como cuerpo negro aquel en el que toda la energía incidente desde el exterior/interior es absorbida/emitada y asumiendo que el Sol se comporta como tal, la Figura 2.1 muestra la buena relación existente entre el espectro de la radiación solar y el espectro de emisión de un cuerpo negro a una temperatura de 5778 K, (Lenoble, 1993).

Diferenciando la Ecuación 2 es posible obtener la longitud máxima de emisión a través de la ecuación conocida como la Ley de Wien:

$$3. \quad \lambda = 2897 / T$$

Así, a una temperatura de 5778 K la longitud máxima de energía se encuentra en 500nm tal y como se observa en la Figura 2.1 y la cual corresponde a la radiación en la parte del espectro visible.

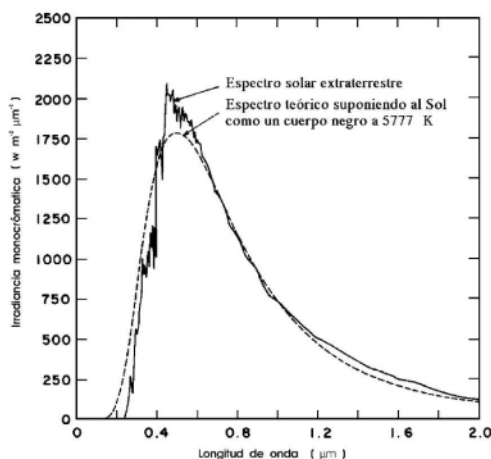


Figura 2.1. Espectro suavizado de la radiación solar y el espectro de emisión de un cuerpo negro a una temperatura de 5778 K (Harra et al., 2004).

Además, a través de la integración de la Ecuación 1 se obtiene la Ley de Stefan-Boltzman, la cual permite determinar el total de energía emitida por el Sol:

$$4. \quad E_{Total} = \sigma T^4$$

donde σ , es la constante de Stefan-Boltzman, cuyo valor para el caso estudiado es $5.6697 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$. Resolviendo la Ecuación 4 para la temperatura del Sol de 5778 K, se obtiene que su energía total emitida es de 64 millones de W/m², de la cual, nuestro planeta recibe aproximadamente 1367 W/m² (según el World Radiation Center – WRC), sobre un plano normal al rayo solar.

Este valor es conocido como constante solar. Su variabilidad en el espacio y el tiempo sobre el globo terráqueo permite evaluar el forzamiento radiativo básico del sistema climático. Este valor proporciona una idea de los valores de radiación solar que se registran en el tope de la atmósfera, y de los valores que finalmente llegan a la superficie de la tierra durante el día, como consecuencia de la atenuación producida por los diferentes componentes atmosféricos. La

Figura 2.2 muestra la constante solar medida por satélites durante el periodo 1978-2003.

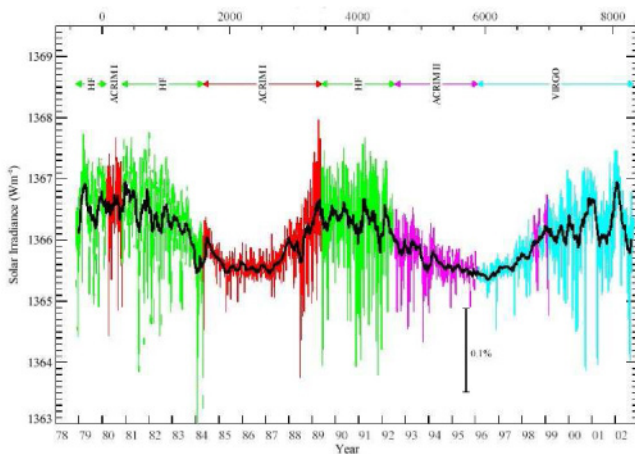


Figura 2.2. Variabilidad de la Constante Solar (W/m²) desde 1978 hasta 2003.

En la parte superior de la gráfica son indicados los diferentes satélites utilizados para su determinación.

(Fuente: www.gsfc.nasa.gov/topstory/2003/0313irradiance.html).

Se observan dos diferentes fluctuaciones en su valor, un ciclo de 11 años que depende de la actividad solar asociada al número de manchas sobre la superficie solar y, una variabilidad anual asociada a los cambios en la distancia Tierra-Sol como consecuencia de la órbita elíptica terrestre. La intensidad de la energía solar varía inversamente proporcional al cuadrado de la distancia Sol originando, para la segunda fluctuación mencionada, una variación de la constante que de forma analítica puede expresarse como:

$$5. \quad I_n = I_0 \left(\frac{R_0}{R} \right)^2$$

donde R , es la distancia Tierra-Sol, I_0 es la constante solar y R_0 es la distancia promedio Tierra- Sol (igual a una Unidad Astronómica = $149.46 \cdot 10^6 \text{ km}$).

La radiación electromagnética puede caracterizarse en función de sus diferentes longitudes de onda, las cuales se extienden desde los Rayos Gamma ($\lambda < 10^{-2} \text{ nm}$) hasta las ondas de radio ($\lambda > 3 \cdot 10^8 \text{ nm}$). En concreto, el Sol emite en el rango de longitudes de onda entre 200nm y 3000nm, tal y como se observa en la Figura 2.3.

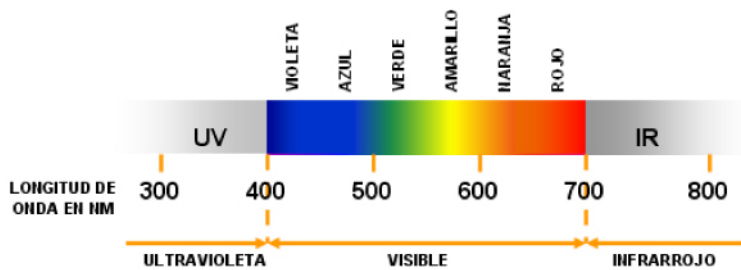


Figura 2.3. Espectro de la Radiación Solar Electromagnética.

La región con longitudes de onda inferiores a 400 nm se denomina ultravioleta (UV), la cual se subdivide en otras tres regiones: UV-A (315 – 400) nm, UV-B (280 – 315) nm y UV-C (100 – 280) nm. La Región UV-C es completamente absorbida por el oxígeno molecular en las capas altas de la atmósfera, no llegando a la superficie terrestre. La región UV-B está influenciada por la cantidad de ozono estratosférico y por tanto, su reducción originada por el agujero de ozono está produciendo serios efectos sobre la salud humana. Por último, la Región UV-A no se ve modificada por la cantidad de ozono, pero sí por las debidas a la cantidad de aerosol, la cual produce una disminución idéntica en todo el rango espectral.

La región del visible se encuentra situada en el rango 400 nm y 730 nm. Se denomina así porque es la región del espectro electromagnético sensible al ojo humano. Fue Newton en el siglo XVII el que observó que cuando un estrecho haz de luz solar incidía sobre un prisma de vidrio, una parte de la radiación lo atravesaba mostrando el espectro de colores. De esta manera, aunque el espectro es continuo, puede delimitarse la relación entre el color y la longitud de onda, tal y como se observa en la Figura 2.3.

La región del infrarrojo del espectro solar, llamado también radiación térmica o IR, presenta unas longitudes de onda superiores a 780 nm, y su rango es dividido en, infrarrojo cercano NIR (780 – 1000) nm e infrarrojo medio MIR (1100 – 3000) nm. Esta radiación es absorbida en la atmósfera principalmente por el vapor de agua y el dióxido de carbono, llegando un rango muy estrecho de longitudes de onda a la superficie terrestre.

2.1.2. Magnitudes de medida de la radiación solar.

A continuación se presentan los principales conceptos que permiten entender el modo en que puede utilizarse la radiación electromagnética solar en estudios de la atmósfera, (Melnikova et al., 2005).

La energía asociada con la onda electromagnética se denomina energía radiante Q (J). El flujo radiante ϕ representa la energía radiante emitida, transportada o recibida por unidad de tiempo.

Su expresión viene proporcionada por:

$$6. \quad \phi = \frac{dQ}{dt} \text{ (W)}$$

A partir de esta magnitud se puede obtener la densidad de flujo radiante, que se define como el flujo radiante a través de una superficie elemental dS . Es habitual distinguir entre dos casos, aquel en que la energía es radiada por la superficie, E , también denotada como emitancia, y aquellos en que la energía incide sobre la superficie, I , en cuyo caso se denomina irradiancia. En nuestros estudios, y dado que la fuente es el Sol y el receptor el planeta Tierra, se utilizará de forma habitual la magnitud de irradiancia, cuya expresión viene dada por la Ecuación 7.

$$7. \quad I = \frac{d\phi}{dS} \text{ (W m}^{-2}\text{)}$$

Hasta el momento, se han presentado magnitudes que no consideran el carácter direccional del flujo emitido desde la fuente y, por tanto, se estaba tomando la energía total en todas las direcciones. Cuando se pretende caracterizar la emisión de fuentes puntuales ha de introducirse la magnitud de radiancia, R , que es el flujo radiante procedente de una superficie perpendicular a la dirección del haz de radiación, dS , por unidad de ángulo sólido, $d\Omega$. La Ecuación 8 muestra su expresión y la Figura 2.4 ilustra su concepto por medio de la geometría en la incidencia de la radiación solar.

8.
$$R = \frac{d\phi}{dS d\Omega \cos \theta} \text{ (W m}^{-2} \text{ sr}^{-1}\text{)}$$

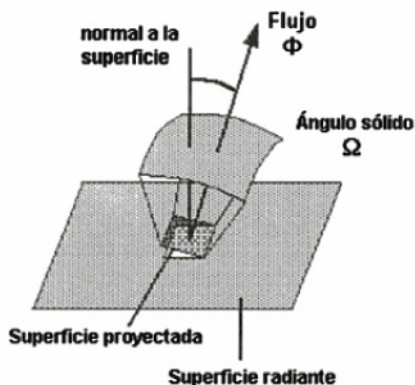


Figura 2.4. Interpretación geométrica de la radiancia (Sobrino et al., 2000).

Las magnitudes presentadas son cantidades radiométricas espectrales, es decir, dependen de la longitud de onda. Así, por ejemplo, en el caso particular de la radiancia, la fracción dR de la radiancia R contenida en un intervalo espectral $d\lambda$ es,

9.
$$dR = L_{\lambda} d\lambda \text{ (W m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}\text{)}$$

donde L_{λ} se denomina radiancia espectral o monocromática. A modo de resumen en la Tabla 2.1 son indicadas las magnitudes radiométricas básicas relativas al campo de la radiación solar.

MAGNITUD	SÍMBOLO	DEFINICIÓN	UNIDAD S.I.
Energía radiante	Q	-	J
Flujo radiante	Φ	dQ/dt	W
Emitancia radiante	E	d Φ /dS	W m ⁻²
Irradiancia	I	d Φ /dS	W m ⁻²
Irradiancia espectral	I_{λ}	dI/d λ	W m ⁻² nm ⁻¹
Radiancia	R	d Φ /(d Ω dS cos θ)	W m ⁻² sr ⁻¹
Radiancia espectral	R_{λ}	dR/d λ	W m ⁻² sr ⁻¹ nm ⁻¹

Tabla 2.1. Definición de las principales magnitudes radiométricas.

2.1.3. Composición de la atmósfera. Elementos mayoritarios y sustancias traza.

La atmósfera es una mezcla de gases que no ejercen ninguna acción química entre sí; a esta mezcla de gases es lo que se conoce como aire. La composición de la atmósfera es notablemente homogénea y uniforme, si se toma una muestra de aire en cualquier parte de la atmósfera, en una región comprendida entre la superficie y los 80 km de altura, su análisis demostrará que las proporciones relativas de los principales gases que la componen apenas varían más allá de unas pocas milésimas, siempre que se haya eliminado previamente todo el vapor de agua, es decir una atmósfera seca.

La mayor parte del aire de la atmósfera terrestre, más del 99.999 por 100 en peso se sitúa por debajo de los 80 km y resulta ser una completa mezcla gaseosa. Su componente más abundante es el nitrógeno (N_2), seguido por el oxígeno (O_2), argón (Ar) y dióxido de carbono (CO_2).

Si no se obtiene en cuenta las partículas líquidas y sólidas que hay en el aire, se tiene una mezcla de gases, en la cual algunos de ellos se mantienen en concentraciones fijas (como el oxígeno, el nitrógeno o los gases nobles) pero otros son variables, como el anhídrido carbónico, el vapor de agua y el ozono.

El aire seco está compuesto aproximadamente por un 78% de nitrógeno y un 21 % de oxígeno, el resto está formado por otros gases en proporciones inferiores al 1%. El conjunto de gases que permanecen en concentraciones constantes, se mantienen como mínimo hasta una altura de unos 15 km. Algunos gases como el vapor de agua, el ozono o el anhídrido carbónico, aunque se encuentran en porcentajes muy pequeños respecto a otros gases, son de vital importancia para la existencia de la vida en la tierra.

El vapor de agua tiene su origen en los procesos de evaporación del agua (tanto continentales como marinos) y en los fenómenos de evaporación y transpiración de los seres vivos. Su desaparición en forma de gas se debe a los procesos de condensación y precipitación. Su concentración en el aire puede variar entre el 0 y el 7% en volumen.

El ozono es una variedad alotrópica del oxígeno y se encuentra casi por completo localizado a una altura de entre 10 y 35 km. Se forma por la colisión de la molécula de oxígeno con el átomo de este mismo gas. Su destrucción acontece cuando absorbe radiación solar en el rango de longitudes de onda del ultravioleta, y es ésta propiedad la que hace que el ozono tenga un papel tan beneficioso y necesario, pues impide que la radiación ultravioleta llegue a la superficie.

El anhídrido carbónico tiene su origen en la respiración de los seres vivos y en los procesos de combustión. Su desaparición se debe fundamentalmente a la acción clorofílica de las plantas. El contenido de CO_2 no alcanza el 0.3%, variando sensiblemente de unas regiones a otras, siendo mínimo sobre los océanos, ya que es muy soluble en agua. Los continentes son los grandes manantiales de este gas y los océanos los grandes sumideros.

2.1.4. Regiones de la atmósfera terrestre. Clasificación atendiendo al perfil térmico de temperatura: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera.

Las regiones que componen la atmósfera de la Tierra pueden clasificarse de diferente forma según distintos criterios basados en variaciones con la altura de algunos de sus parámetros representativos, como pueden ser la temperatura, estado de mezcla y composición. En la Figura 2.5 se muestran los términos más usados para diferenciar las distintas capas atmosféricas.

La clasificación principal está basada en el gradiente de temperatura. La estructura de la atmósfera puede estar netamente configurada por un perfil de temperatura representativo.

Si atendemos a una clasificación atmosférica basada en el estado de mezcla y composición, podemos decir que la atmósfera queda dividida en dos regiones, la turbosfera u homosfera, donde las especies atmosféricas están bien mezcladas y las abundancias relativas de los constituyentes permanecen constantes con la altura, y la heterosfera, donde la mezcla es inhibida por el gradiente de temperatura y los distintos constituyentes pueden separarse por la acción de la gravedad.

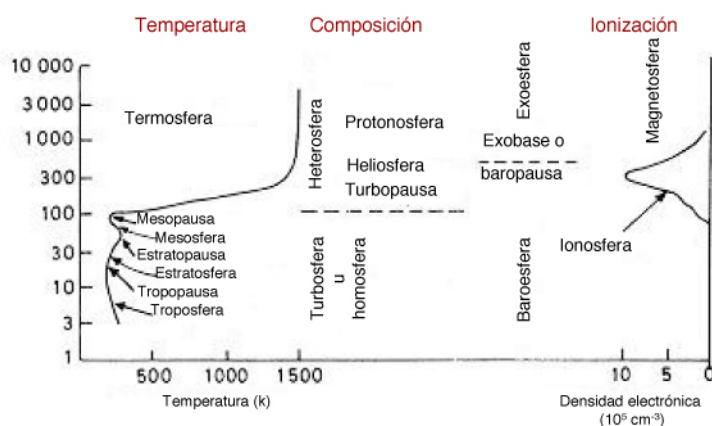


Figura 2.5. Clasificación de la atmósfera de la tierra atendiendo a criterios basados en la temperatura, composición, estado de mezcla e ionización.

El límite que separa estas dos regiones se sitúa entorno a 100 km y es conocido como turbopausa. La homosfera es relativamente uniforme en composición, excepto para los componentes minoritarios, debido a una variedad de fenómenos de mezcla turbulenta. Sin embargo, por encima de 100 km, en la heterosfera, la difusión de los gases es más intensa que su mezcla por turbulencia, por lo que sus concentraciones varían con la altura.

Los términos ionosfera y magnetosfera se aplican respectivamente a las regiones ionizadas de la atmósfera y la región más externa a ella donde el campo magnético controla el movimiento de las partículas.

Por encima de los 100 km, la atmósfera se ve afectada progresivamente por los rayos X y la radiación ultravioleta procedentes del Sol, que causan ionización o carga eléctrica al arrancar electrones cargados negativamente de los átomos de oxígeno y moléculas de nitrógeno. El término ionosfera se emplea para designar las capas de la atmósfera que está situada por encima de los 80 km.

Atendiendo a la distribución vertical de temperatura, la atmósfera se puede dividir en las siguientes capas: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera (Figura 2.6).

Troposfera. Es la capa más cercana a la superficie terrestre, donde se encuentra aproximadamente el 75% de la masa de aire de la tierra. La troposfera se encuentra relativamente baja (entre 8 y 9 km) sobre los polos y alta (entre 15 y 18 km) sobre el ecuador, aunque exista una variación espacial y estacional, se puede considerar una altura promedio de 11 km.

La troposfera se divide a su vez en una capa límite, la cual corresponde a aquella zona de la baja atmósfera más influenciada por la superficie y cuyos fenómenos dinámicos tienen una duración corta, y la temperatura varía significativamente durante el día o entre el día y la noche. Por encima de la capa límite se encuentra la troposfera libre, en la que los procesos tienen una mayor duración y la variación térmica es menos significativa que en la capa límite.

En la troposfera, la temperatura decrece con la altura a una media de 6.5 °C por km. La troposfera absorbe calor de la radiación emitida por suelo y lo distribuye por convección y turbulencia; al entrar en juego la evaporación y condensación del agua, se nutre también de su calor latente. De manera sencilla se podría decir que la temperatura decrece con la altura en la troposfera libre porque la presión decrece y el aire se expande con el descenso de presión. Los movimientos verticales y horizontales de convección, así como los horizontales de advección, hacen que la troposfera sea una capa en la que hay procesos de mezcla.

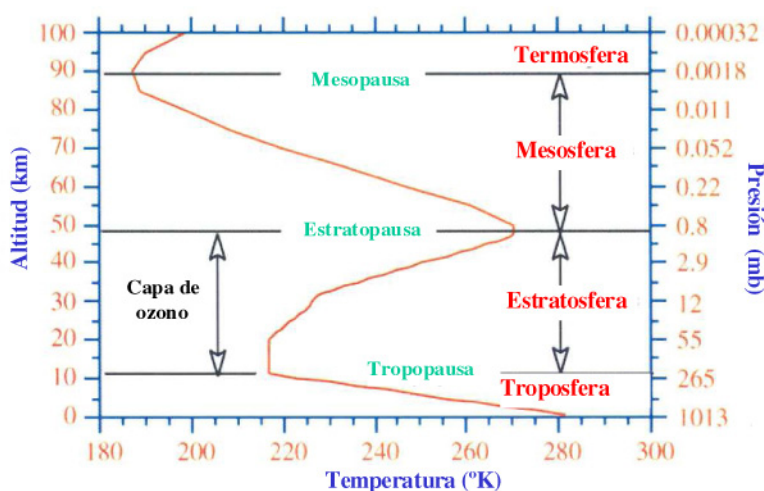


Figura 2.6. Estructura térmica de la atmósfera.

La parte más alta de la troposfera se le denomina tropopausa, y es la región intermedia entre la troposfera y la estratosfera. Su altitud varía con la longitud y la latitud, disminuyendo su altura desde el ecuador a los polos, mostrando también variaciones estacionales. La temperatura de la tropopausa es de unos 220 K, pero también varía considerablemente con la latitud, longitud y la estación del año.

Estratosfera. Es la capa que se encuentra por encima de la tropopausa y se extiende aproximadamente hasta unos 50 km, en esta capa la temperatura crece con la altura. La parte baja de la estratosfera, en bajas y medias latitudes, se caracteriza por una isoterma de temperatura (Figura 2.6).

El aumento de la temperatura con la altura se debe a que en la estratosfera se retiene la energía contenida en el espectro ultravioleta, absorbida principalmente por el ozono, ocasionando el calentamiento progresivo con la altura. La temperatura alcanza su máximo aproximadamente a los 50 km, con un valor de unos 270 K. La fuerte inversión de temperatura que se tiene en esta región de la atmósfera impide los procesos de mezcla vertical. El límite superior de la estratosfera viene caracterizado por una región llamada estratopausa, región intermedia entre la estratosfera y la mesosfera.

Mesosfera. Es la región de la atmósfera que se extiende desde los 50 a los 85 km, en la cual la temperatura de nuevo decrece con la altura. Este enfriamiento se atribuye a la presencia de CO_2 y vapor de agua, que actúan como fuentes y sumideros de calor, radiando en el espectro del infrarrojo.

En la parte más alta de la mesosfera se alcanza temperaturas cercanas a los 170 K. El límite de la mesosfera viene definido por una región conocida como mesopausa, en la cual se registran las temperaturas más bajas de toda la atmósfera (aproximadamente 190 K).

Termosfera. Por encima de la mesopausa se encuentra la termosfera, que es la más alta de la atmósfera, en la cual de nuevo la temperatura se incrementa con la altura, debido a la conversión de la energía en calor, por las reacciones de fotodisociación de las moléculas de O_2 y fotoionización de las moléculas de N_2 y átomos de O_2 . La temperatura viene por tanto definida por la energía cinética de las moléculas y puede alcanzar valores de 1500 K a una altura de 1000 km. La densidad molecular en esta capa es muy baja.

2.2. Teoría de la transferencia radiativa terrestre: influencia de la atmósfera sobre la radiación solar.

2.2.1. La irradiancia extraterrestre. Procesos de absorción, dispersión y reflexión y su influencia sobre el espectro solar.

La irradiancia solar extraterrestre es la cantidad de energía espectral por unidad de área que recibe todo punto por encima de la atmósfera terrestre en cada instante de tiempo. Parte de esta radiación es reflejada por la atmósfera hacia el espacio exterior, mientras que otra penetra a través de la atmósfera siendo dispersada y/o absorbida por las moléculas de gas, partículas de aerosol, gotas de agua u otros componentes atmosféricos. Estos procesos de absorción y dispersión/scattering son conocidos como procesos de interacción radiación-atmósfera, (Vadescu, 2008).

El proceso de absorción provoca que la radiación transmitida no tenga el mismo espectro que la radiación incidente, ya que produce atenuación para determinadas longitudes de onda. El espectro observado desde la superficie terrestre determina de forma unívoca el tipo de molécula que interviene en la absorción. El otro tipo de interacción radiación-materia es el *scattering*. En este proceso la radiación que incide sobre una partícula se redistribuye en distintas direcciones, dependiendo del tamaño de la partícula y de lo energética que sea la radiación. Este fenómeno no modifica el espectro de la radiación, es decir, su longitud de onda.

En la Figura 2.7 se muestran las dos componentes que tiene la radiación solar medida desde la superficie: la radiación directa, r_d , la cual después de sufrir el proceso de atenuación llega a la superficie terrestre sin haber modificado su dirección, y la radiación difusa r_f , que después de sufrir el proceso de *scattering* llega al punto de medida desde cualquier dirección excepto en la del Sol.

La suma de la radiación directa y la difusa sobre el plano tangente a la superficie terrestre en el punto de medida, es igual a la radiación global, r_g . Si denominamos θ al ángulo cenital solar, la expresión para la radiación global viene dada por la Ecuación 10,

$$10. \quad r_g = r_f + r_d \cos \theta$$

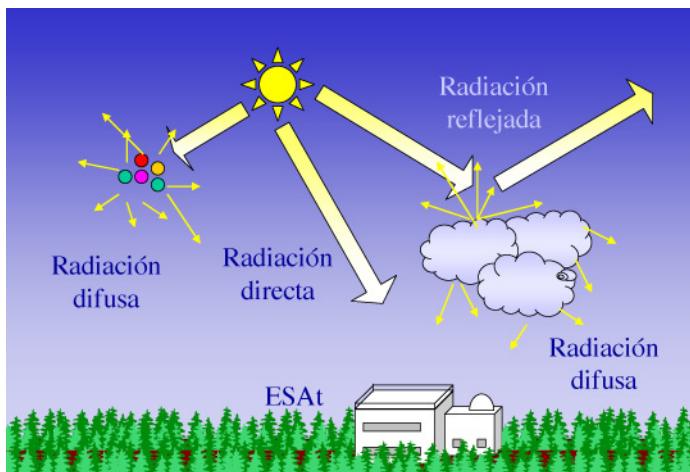


Figura 2.7. Descripción de las diversas componentes de la radiación solar en función de los procesos de interacción radiación-materia.

El estudio de los distintos componentes atmosféricos mediante medidas radiométricas se basa en la comparación entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la tierra y el espectro solar extraterrestre. Ambos espectros de irradiancia son mostrados en la Figura 2.8.

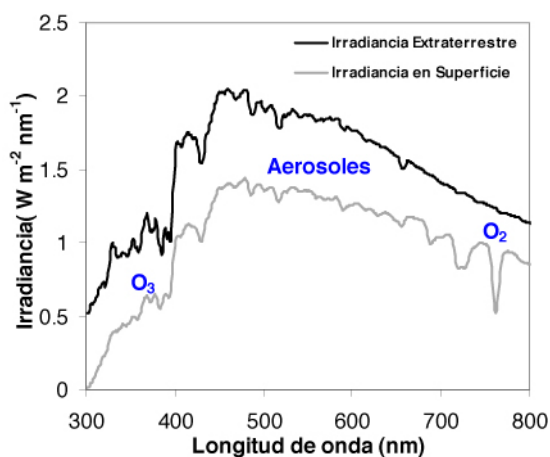


Figura 2.8. Irradiancia espectral extraterrestre y en superficie evaluada a nivel del mar.

La diferencia entre ambos espectros se debe a la atenuación producida por el scattering de las moléculas y de los aerosoles, así como por las absorciones selectivas debidas al ozono, oxígeno, vapor de agua, etc. Esto es mostrado en la Figura 2.8 en la que por ejemplo, a longitudes de onda cortas es observable la atenuación por el ozono y a 780 nm la debida al oxígeno molecular. Los aerosoles atmosféricos producen una atenuación en todo el espectro de forma no selectiva.

2.2.2. Definiciones de radiación atmosférica y terrestre. Sistema Tierra-Atmósfera y su balance energético.

La atmósfera absorbe energía con el espectro de la radiación solar y emite y absorbe radiación en el rango infrarrojo. Recuerde que todo cuerpo en la naturaleza (y por ende la atmósfera o la superficie de la Tierra) con una temperatura diferente a cero grados Kelvin emite radiación en forma de calor, denominada radiación térmica. Cuando es la superficie terrestre la que emite, ésta se denomina radiación terrestre, y si es la atmósfera, radiación atmosférica. Como ambas radiaciones están dentro de un rango de temperaturas parecido, la temperatura media de la superficie de la Tierra es de aproximadamente 15°C (288K) y la de la atmósfera -18°C (255 K), lo que de acuerdo a las de emisión del cuerpo negro sitúa a ambas en un rango entre 3 y 100 micras dentro de la región infrarroja del espectro electromagnético.

Cuando el porcentaje de la cantidad de energía que emite la Tierra es igual a la que absorbe se alcanza el equilibrio radiativo de temperatura igual a -18°C (255K). Esta temperatura debería ser la de la superficie de la Tierra pero, tal y como se ha indicado, esta temperatura es mayor e igual a 15°C (288K). Esta diferencia se debe al efecto invernadero de la atmósfera, es decir, la atmósfera no solo emite radiación infrarroja sino que también la absorbe y de forma selectiva en ambos casos, es decir, no se comporta como un cuerpo negro. Los gases de efecto invernadero (vapor de agua y CO_2 fundamentalmente) absorben parte de la energía infrarroja emitida por la atmósfera y por la superficie terrestre, impidiendo que ésta escape al espacio exterior. Esta energía absorbida es a su vez reemitida en todas las direcciones y hacia el suelo, con lo cual es de nuevo absorbida por la atmósfera y por las capas bajas de ésta. En balance el suelo absorbe más que emite, de forma que su temperatura media se sitúa por encima de -18°C . Esto ha hecho que la atmósfera de la Tierra tenga unas características tan especiales cuando se compara con las atmósferas de otros planetas y que su clima sea el idóneo para el desarrollo de la vida en el.

En la Sección 2.1.1. se indicó que la radiación solar en la parte superior de la atmósfera presenta un valor de 1360 Wm^{-2} (constante solar). Si evaluamos el promedio incluyendo el día y la noche, así como las latitudes desde el ecuador hasta los polos, dicho valor será de 342 Wm^{-2} , tal y como se indica en la parte superior central de la Figura 2.9. En ella, se muestra de forma esquemática el balance energético atmosférico y terrestre.

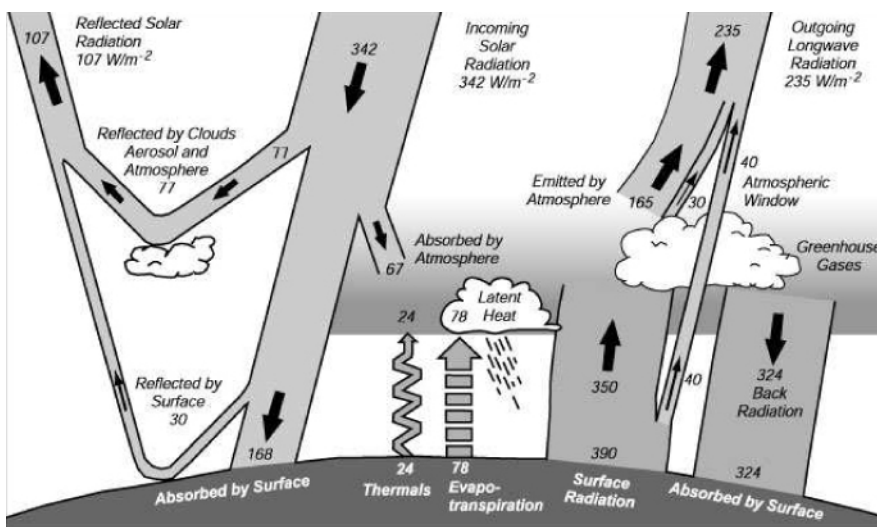


Figura 2.9. Promedio anual de la energía radiante y del balance de calor de la Tierra (Kiehl et al., 1997).

La parte central izquierda de la Figura 9 indica que el 49% de dicho valor consigue atravesar la atmósfera siendo absorbido por la superficie terrestre ($168\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), y el 31% es devuelto hacia el espacio exterior ($77\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ debido a las nubes y $30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ a la superficie terrestre).

Finalmente, para cerrar el ciclo, el 20% es absorbido por la atmósfera ($67\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

La radiación solar que fue absorbida por la superficie de la Tierra ($168\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) calienta el planeta, pero también se enfría principalmente por los dos siguientes métodos. Por una parte, toda superficie radia calor, y en el caso de la Tierra irradia 390 Wm^{-2} , valor superior al calor solar que llega procedente del Sol y por tanto, la tierra debería enfriarse rápidamente si no existieran los gases de efecto invernadero. Así, el 90% de la energía infrarroja emitida por la superficie es absorbida por dichos gases, ($350\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), mientras que el 10% vuelve directamente al espacio, principalmente por las regiones polares, ($40\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

También hay que considerar que el océano se evapora, y pierde lentamente 78 Wm^{-2} de calor latente. Dicho calor latente es liberado en la atmósfera cuando el vapor de agua evaporado condensa como agua en las nubes y en la lluvia. Este fenómeno produce un calentamiento de la atmósfera.

Además hay que tener en cuenta que la atmósfera se enfría radiando energía infrarroja al espacio. Así $165\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, del calor que templó la atmósfera es radiado al espacio, mientras que $324\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, vuelve a la tierra. Esto templó la tierra y la parte inferior de la atmósfera.

En conclusión, los gases de invernadero absorben energía radiante desde la superficie terrestre, y la radian de vuelta hacia ella permitiendo que se temple. Si dichos gases no existieran, la radiación volvería rápidamente hacia el espacio y la vida en nuestro planeta, tal y como se conoce, no sería posible.

2.2.3. Teorías de Dispersión de Rayleigh y de Mie.

La dispersión o *scattering* es el fenómeno que tiene como consecuencia la distribución, en todas las direcciones del espacio, de una parte de la radiación que viene del Sol. Si este fenómeno no existiese, ningún fotón podría proceder de otra dirección que no fuera la del disco solar. El resto del cielo sería una bóveda negra salpicada de estrellas tal como la ven, “en pleno día”, los astronautas por encima de la capa de la atmósfera. La dispersión se produce según dos procesos que, fundamentalmente, son de la misma naturaleza, pero presentan un nivel de complejidad muy diferente (Lenoble, 1993). Por ello, ambos son caracterizados en estudios por separado. En la Figura 2.10 se presentan sus principales diferencias.

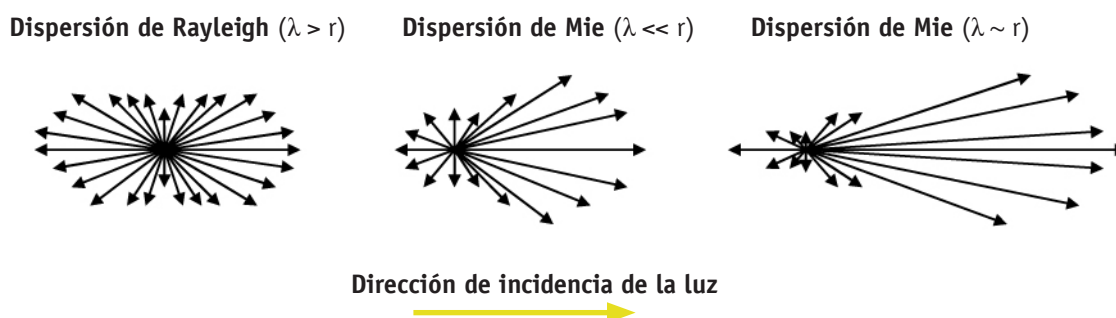


Figura 2.10. Diferencias entre la Dispersión de Rayleigh y la de Mie.

La dispersión Rayleigh caracteriza la dispersión de la radiación solar provocada por las moléculas del aire, cuyo tamaño es menor que la longitud de onda de la radiación involucrada (hasta 0.03 veces esa longitud). En cambio, la dispersión de Mie explica la dispersión de la radiación solar provocada por los aerosoles sólidos o líquidos de tamaños superiores a las moléculas, es decir, de un tamaño del orden del de la longitud de onda incidente.

La Teoría de Mie proporciona una solución completa al problema de la dispersión y la absorción por parte de una partícula de forma esférica, prediciendo en el límite de radios pequeños completamente la teoría de Rayleigh. La teoría se desarrolla en base a tres premisas:

Hay una fuerte y compleja dependencia de la intensidad de la luz dispersada con el ángulo de observación, dependencia que aumenta con la razón entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente.

Se da un incremento del *scattering* hacia delante a medida que aumenta el tamaño de las partículas.

La dependencia del *scattering* con la longitud de onda es mucho menor, y disminuye con el aumento de tamaño de las partículas. Por esta razón, un cielo con nubes, cuyos centros de dispersión son gotas de agua o cristales de hielo de considerable tamaño, es blanco.

La dispersión de Rayleigh de la luz solar en la atmósfera es la razón principal de que el cielo sea azul, ya que depende de la inversa de la potencia cuarta de la longitud de onda. Por ello, en la atmósfera la luz azul se dispersa más fácilmente que la correspondiente a longitudes de onda mayores.

2.2.4. Ley de Bouguer- Lamber-Beer. Espesor óptico Total. Parámetros de Ångstrom.

Si se supone una atmósfera formada por una única capa, la Ley de Beer-Bouguer-Lambert relaciona la absorción de la radiación solar con las propiedades de la atmósfera atravesada (Lenoble, 1993). Denotemos por $I_\lambda(0)$ a la irradiancia extraterrestre (presente en la parte superior de la atmósfera), I_λ a la irradiancia medida sobre la superficie terrestre y dm a una longitud infinitesimal recorrida, tal y como se muestra en la Figura 2.11. La relación existente entre ambas irradiancias viene proporcionada por la Ley de Bouguer-Lambert-Beer por la siguiente expresión:

$$11. \quad I = I_0 e^{-m\tau}$$

donde τ , se define como el espesor óptico total de la atmósfera el cual es considerado como una medida de la cantidad de extinción que produce toda la columna atmosférica. El parámetro m es la masa óptica y representa el camino que ha

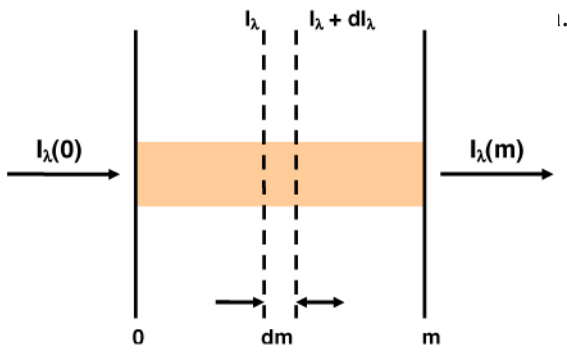


Figura 2.11. Disminución de la irradiancia solar en una longitud determinada, al atravesar la atmósfera terrestre.

Dado que la Ley de Bouguer-Lamber-Beer está basada en el análisis de la radiación directa, y asumiendo el modelo de atmósfera plano paralela, la masa óptica se puede expresar en función del ángulo cenital solar, θ , como:

$$12. \quad m = \sec \theta$$

Si aplicamos logaritmos neperianos en la Ecuación 11, se obtiene la expresión que permite evaluar el espesor óptico total de la atmósfera:

$$13. \quad \tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right)$$

El valor del espesor óptico total es una suma de las extinciones producidas por los diferentes componentes atmosféricos, y depende de las fuentes de absorción (gases y aerosoles) y dispersión (aerosoles y moléculas). Por ello, para obtener el espesor óptico de aerosoles, τ_a , se ha restar a la contribución del espesor total aquella parte que se debe a la dispersión de las moléculas o Rayleigh, τ_R , y a las absorciones por parte de diferentes gases atmosféricos τ_g :

$$14. \quad \tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$$

El espesor óptico de aerosoles (AOD, *aerosol optical depth*) es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Se trata de un indicador del contenido total (índice de turbiedad) de aerosoles en la atmósfera, y a partir de sus valores y haciendo uso de la teoría de Mie, se puede utilizar toda una metodología de algoritmos de inversión para obtener la distribución promedio de tamaños de los aerosoles atmosféricos.

La base de datos del AOD más larga en España se ha adquirido en la Estación de Sondeos Atmosféricos El Arenosillo perteneciente al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) en colaboración con la Universidad de Valladolid, (Toledano et al., 2007). Dicho instrumento fue instalado en febrero de 2000 y opera hasta la actualidad dentro de la Red AERONET (*AErosol RObotic NETwork*) de la NASA. Sus datos pueden ser consultados en la página (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/index.html>). En la Figura 2.12 se presenta la evolución del AOD durante el mes de mayo de 2009 en dicho emplazamiento.

El promedio del AOD en esta zona es de (0.18 ± 0.14) en la longitud de onda de 440 nm, pudiéndose observar en la gráfica superior valores hasta de 0.3, los cuales corresponden a intrusiones de masas de aire con carácter desértico. Estas, están asociadas con gran cantidad de partículas procedentes del desierto las cuales presentan un tamaño superior y por tanto producen una mayor extinción atmosférica. El valor promedio de AOD, que este tipo de eventos producen en la zona del Golfo de Cádiz en España, es de (0.32 ± 0.17) .

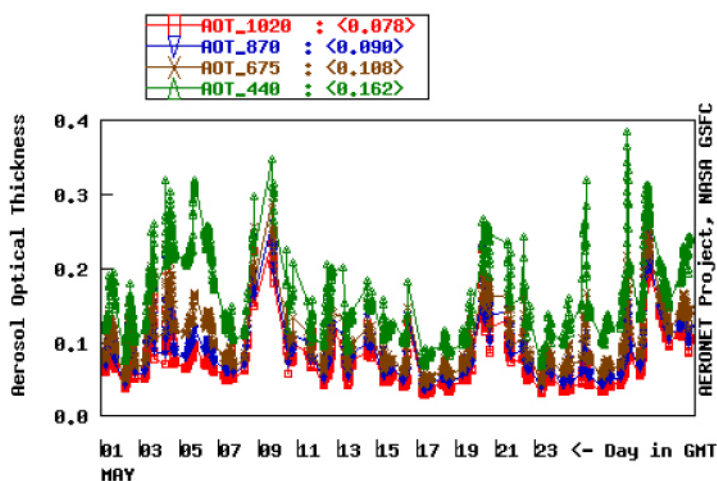


Figura 2.12. Evolución del espesor óptico de aerosoles (AOD) durante el mes de mayo de 2009 en las instalaciones de la Estación de Sondeos Atmosféricos de El Arenosillo (INTA) en Huelva (España).

Para describir la forma espectral del espesor óptico de aerosoles, esto es su dependencia con la longitud de onda, se utiliza otro parámetro muy sencillo, introducido por Ångström. Este autor propuso la siguiente expresión parametrizada, válida para un cierto rango espectral:

$$15. \quad \tau_a = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$$

donde λ es la longitud de onda (en μm), α el parámetro o exponente de Ångström (relacionado con el tamaño del aerosol) y β es una constante que coincide con el AOD correspondiente a $1\mu\text{m}$.

Teóricamente el parámetro alfa puede tomar valores entre 0 y 4. Los valores más bajos están asociados a partículas grandes, en las que la extinción no tiene dependencia espectral. El ejemplo clásico es el color blanco de las nubes, dado por el *scattering* de luz solar en gotas de nube, que tienen tamaños alrededor de $100\mu\text{m}$. Frente a esto, la dispersión debido a partículas pequeñas tiene una fuerte dependencia espectral, y es mayor para las longitudes de onda cortas.

Como ejemplo tenemos el color azul del cielo, dado por la dispersión de Rayleigh, que es el límite inferior del tamaño, y cuya extinción depende en una potencia 4 con la longitud de onda.

Para los aerosoles lo habitual es que alfa varíe entre 0 y 2.5.

Para calcular en la práctica el parámetro alfa, se utilizan los datos medidos de AOD en diferentes longitudes de onda. Así, se puede calcular a partir de pares de longitudes de onda, con lo que será denotado como $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$. Para ello se tomarán logaritmos en la expresión de Ångström correspondiente a la Ecuación 15,

$$16. \quad \ln \tau_a = \ln \beta - \alpha \cdot \ln \lambda$$

Esta expresión se verificará para cada longitud de onda, por lo que si se dispone del AOD en dos longitudes de onda sólo tenemos que restar ambas expresiones para encontrar el valor del exponente alfa:

$$17. \quad \ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) = -\alpha \cdot (\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2)$$

Por ejemplo, para el par AOD en 440nm y en 670nm:

$$18. \quad \alpha(440/670) = -\ln(\tau_a(440)/\tau_a(670)) / \ln(0.44/0.67)$$

Volviendo a la caracterización de la atmósfera de Huelva, indicar que el promedio del parámetro α (440/870) es de (1.04 ± 0.43) . Sus mínimos se producen bajo eventos de polvo sahariano alcanzándose promedios de (0.69 ± 0.38) .

2.2.5. Instrumentación para estudios de Transferencia Radiativa.

Los instrumentos para la medida de radiación solar son clasificados atendiendo a diferentes criterios. La clasificación que se muestra a continuación se hace sobre la base de si el instrumento tiene o no resolución espectral, es decir, si es capaz de discernir diferentes longitudes de onda (Bousquet, 1968). Así, en el caso de tener resolución espectral y espacial se estaría hablando de espectrógrafos y aquellos que no tienen resolución espacial se denominan espectrorradiómetros. Por último, los que no poseen resolución espectral se denominan instrumentos de banda ancha.

Dentro del grupo de instrumentos con resolución espectral, en la Figura 2.13 se presenta su parte principal, el monocromador. Este es un aparato espectral compuesto por dos objetivos en cuyos focos se sitúan las rendijas de entrada y de salida y de un elemento dispersivo.

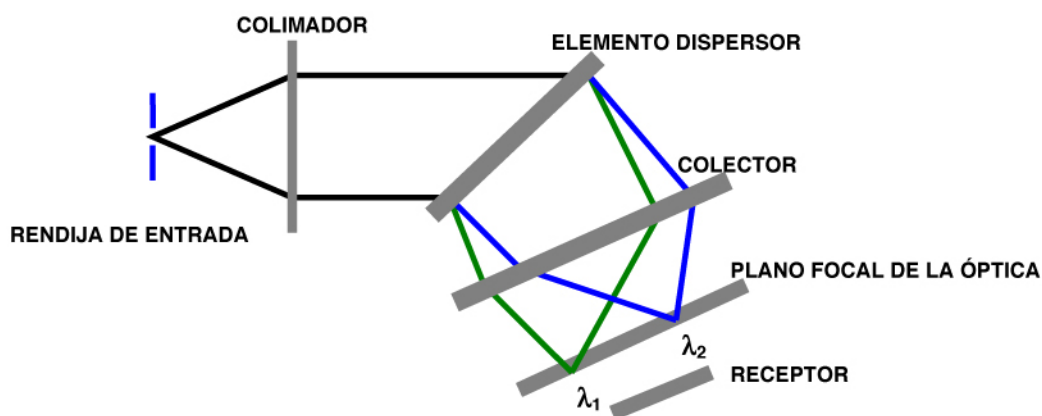


Figura 2.13. Esquema general de un monocromador.

Un monocromador consta de los siguientes elementos.

Una rendija de entrada.

Un colimador, que transforma en una onda plana la que parte de la fuente.

El elemento dispersor, que modifica la dirección del haz incidente dependiendo de la longitud de onda.

El sistema colector, que forma imágenes monocromáticas de la rendija.

La superficie focal, sobre la que se forma una sucesión discreta o continua de las imágenes de la rendija, producidas por las diferentes longitudes de onda.

El receptor que capta las imágenes.

El aparato espectral según el tipo de receptor (visual, con resolución espacial o sin resolución espacial), se denomina espectroscopio, espectrógrafo o espectrorradiómetro. Para los estudios que realizamos se precisa un instrumento que permita grabar el espectro para su análisis posterior, por tanto un espectroscopio queda descartado porque es un aparato destinado únicamente a obtener visualmente el espectro en tiempo real. Los aparatos adecuados son los espectrorradiómetros o los espectrógrafos.

En el caso de un espectrorradiómetro, para barrer todo el espectro es necesario el desplazamiento del elemento dispersor de forma que, se traslada a la rendija de salida la imagen de la rendija de entrada. Por ello, el tipo de detector que tiene es monocal, encargándose de medir cada longitud de onda de forma secuencial, con lo que aparece una deficiencia debida a la pequeña cantidad de información registrada por unidad de tiempo.

Un espectrógrafo es un instrumento con resolución espectral y espacial. La resolución espectral es obtenida por un elemento dispersor y la resolución espacial es debida a que en el plano de focalización de su óptica se encuentra situado un detector multicanal, con lo que el instrumento no tendrá que realizar un barrido con el elemento dispersor para obtener todo su rango espectral.

Los detectores utilizados son arrays de fotodiodos o CCD (Charge Coupled Device).

Si el detector integra toda la radiación solar estudiada, medida como irradiancia, no tiene resolución espectral, es decir, el instrumento no mide con un paso en longitud de onda inferior a su resolución debido a la óptica que le precede. En este caso se está hablando de un instrumento de banda ancha denominado piranómetro. La utilidad de los instrumentos de banda ancha en estudios de irradiancia solar es debida a su menor precio ya que no necesitan una óptica que resuelva espectralmente la radiación solar. La limitación que presentan es debida a la integración de todo el espectro, siendo el resultado un único número, con la consiguiente pérdida de información.

Por tanto, a la hora de trabajar con los datos experimentales generados por este tipo de instrumentación, hay que tener en cuenta su fiabilidad y sus limitaciones, las cuales dependen del tipo de instrumentación utilizada y de las condiciones en las que se han medido.

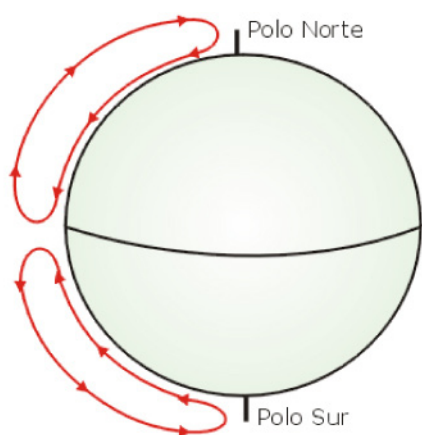
2.3. Diversos procesos meteorológicos: influencia de la radiación solar sobre la atmósfera.

2.3.1. Circulación a escala planetaria.

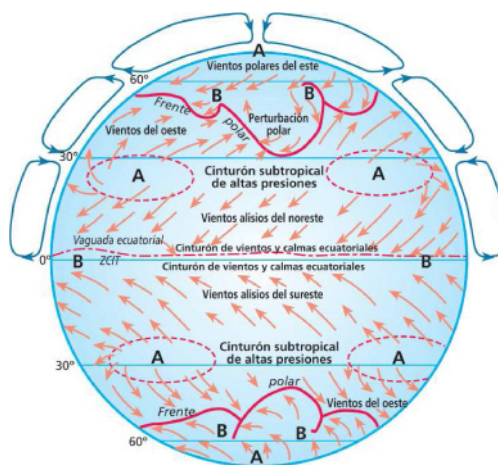
La circulación general viene originada por el desigual calentamiento de la superficie terrestre, debido a que las zonas ecuatoriales reciben mayor energía que las polares. Estas diferencias de la temperatura atmosférica originan diferencias de presión, las cuales a su vez son las que dirigen la circulación atmosférica.

La circulación general de la atmósfera representa el flujo promedio alrededor de la Tierra, el viento en una región puede variar considerablemente respecto del promedio, pero es interesante estudiarlo con objeto de identificar los patrones de comportamiento global del viento en ciertas latitudes y conocer sus causas.

Entender los mecanismos de la circulación general es una tarea compleja, debido a la influencia de factores como la rotación de la tierra o las irregularidades que presenta la superficie. Si se supusiera que la atmósfera terrestre no estuviera condicionada por estos dos factores, es decir, una superficie lisa y sin movimiento de rotación, el modelo de circulación planetaria sería como el que aparece en la Figura 2.14a.



2.14a



2.14b

Figura 2.14a. Circulación planetaria hipotética si la Tierra no rotara y con superficie uniforme.

Figura 2.14b. Circulación atmosférica general (Watts, 2005).

Según este modelo el aire más cálido y ligero de las zonas ecuatoriales ascendería debido a la convección, a medida que se produce su ascensión tendrían lugar tormentas eléctricas que liberarían más calor y produciría que el aire siguiera elevándose hasta llegar a las capas superiores de la atmósfera; en este punto comenzaría a trasladarse hacia las regiones polares de menor presión y se iría enfriando en su camino. En los polos el aire frío descendería a la superficie y de nuevo viajaría hacia el ecuador.

Si se considera la fuerza de Coriolis, la circulación general de la atmósfera varía considerablemente respecto al modelo anterior. En el ecuador, el exceso de energía se usa para evaporar el agua, ya que en esta región la mayor parte de la superficie es oceánica y en la parte terrestre hay grandes extensiones cubiertas por vegetación. Por tanto, únicamente una parte de esta radiación se usa para calentar el suelo, teniéndose como resultado la presencia de aire caliente y húmedo cerca de la superficie.

Si este aire asciende, se enfría y el vapor de agua se puede condensar, dando lugar a la formación de las nubes. Como en todo proceso de condensación, el calor latente de condensación se emite al exterior (la temperatura del entorno de la atmósfera aumenta) lo que hace que el aire pueda ascender más rápidamente.

Aproximadamente a unos 30° de latitud, el aire superficial asciende, el hueco que deja en la superficie debido a este ascenso debe ser reemplazado por aire que venga de otras latitudes, en concreto será aire que procede del norte y del sur en superficie. Esto crea una zona que se conoce por Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) (Figura 2.15).

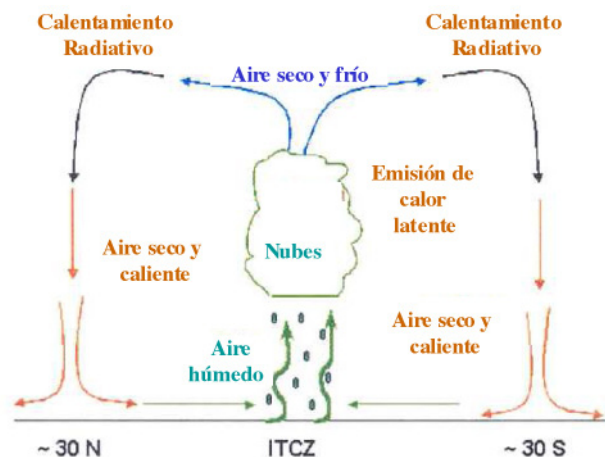


Figura 2.15. Células de Hadley y zonas de convergencia intertropical (ITCZ).

Esta región se caracteriza por presentar gran cantidad de nubes y abundante precipitación. Este aire en ascenso se extiende hacia los polos cuando alcanza la tropopausa, siendo en estas altitudes aire muy frío y seco, ya que el vapor de agua ha precipitado. Si siguiéramos el rastro de este flujo de aire en los trópicos, se vería que se forman dos células a cada lado de la ITCZ, conocidas como células de Hadley (Figura 15). Una vez que el aire asciende en la ITCZ, se desplaza en altura hacia los polos, enfriándose cada vez más por emisión de radiación. Este aire vuelve a descender a la superficie aproximadamente hacia los 30° N y 30° S. Este aire descendente se calienta y seca, estando mucho más caliente que el aire que ascendió en la ITCZ dando lugar a climas áridos y secos.

La ITCZ y las células de Hadley no son estacionarias, ya que se trasladan a lo largo del año, moviéndose hacia el norte o el sur según la posición del Sol. Cuando la ITCZ se mueve hacia una región se tiene una estación lluviosa, siendo la principal causa de lluvia en los trópicos.

Teniendo como referencia la superficie, ya se ha mencionado que el aire superficial de una célula de Hadley se dirige hacia el polo, sin embargo si se toma como referencia el polo, y debido a que el aire sobre los polos es muy frío y denso, éste debe fluir en superficie hacia el ecuador, debido a esto se crean dos células adicionales, las células Polar y de Ferrel.

2.3.2. Masas de aire, frentes, ciclones y anticiclones.

Se entiende por masas de aire a grandes cuerpos de aire en movimiento con unas propiedades físicas determinadas. Para que una región influya de forma sustancial en las propiedades de una masa de aire, debe ser una zona extensa y que mantenga cierto grado de uniformidad, sobre todo bajo el punto de vista térmico. La masa de aire debe permanecer estacionaria durante cierto tiempo sobre esta región, de forma que pueda adquirir las propiedades de la misma. A estas regiones se les conoce como regiones fuente de masas de aire.

Durante su permanencia en las regiones fuente, las propiedades físicas del aire son condicionadas desde la superficie, volviéndose el aire frío o caliente, seco o húmedo, al principio en la base y luego en altura, debido principalmente a los movimientos verticales.

Las masas de aire se clasifican en base a su naturaleza térmica y origen. Atendiendo a la temperatura de la masa, si ésta contiene aire tropical o polar y atendiendo al grado de humedad, si es de carácter marítimo o continental.

Según la nomenclatura internacional, las masas de aire se nombran con una letra minúscula que indica su origen (m marítima y c continental) y una mayúscula que muestra su carácter térmico (T cálida o tropical, P polar y A ártica, siendo estas dos últimas masas frías).

La Península Ibérica por su situación geográfica, situada en la zona más occidental de Europa, es la primera que recibe las masas de aire procedentes del Atlántico y es también cruce de caminos de las masas que provienen del continente o del Atlántico norte. Según la clasificación que realiza Font (2000), sobre la Península Ibérica viajan cinco tipos diferentes de masas de aire, marítima polar y marítima ártica, continental polar, marítima tropical (que a su vez se divide en propiamente tropical y subtropical) y continental tropical.

Un frente es la transición entre dos masas de aire de diferentes densidades. Se caracterizan por presentar gradientes de temperatura y humedad a través de su zona de transición, estas regiones de transición pueden estar comprendidas entre los 10 y los 100 km. La zona superior de esta zona de transición, entre las dos masas de aire, se denomina superficie frontal.

El proceso de formación de un frente se conoce como frontogénesis. Los frentes en latitudes medias se extienden desde cientos a miles de kilómetros. Cuando una masa de aire atraviesa un frente, se mezcla con él, lo hace indistinguible y prácticamente desaparece, conociéndose este fenómeno como frontolisis.

Existen cuatro tipos generales de frentes: el frente frío, el cálido, el ocluido y el estacionario. El frente frío representa una situación en la cual el aire cálido es reemplazado por aire frío de la superficie (Figura 2.16a). El frente superficial es el punto en el que el frente en avance entra en contacto con la tierra.

El aumento de aire frío sobre un frente frío que avanza, produce un enfriamiento expansivo, guiando a la formación de nubosidades y precipitaciones de acuerdo a la posición del frente superficial. En los mapas de superficie se suelen representar por una fina línea azul con una serie de triángulos que apuntan hacia la dirección del movimiento del frente.

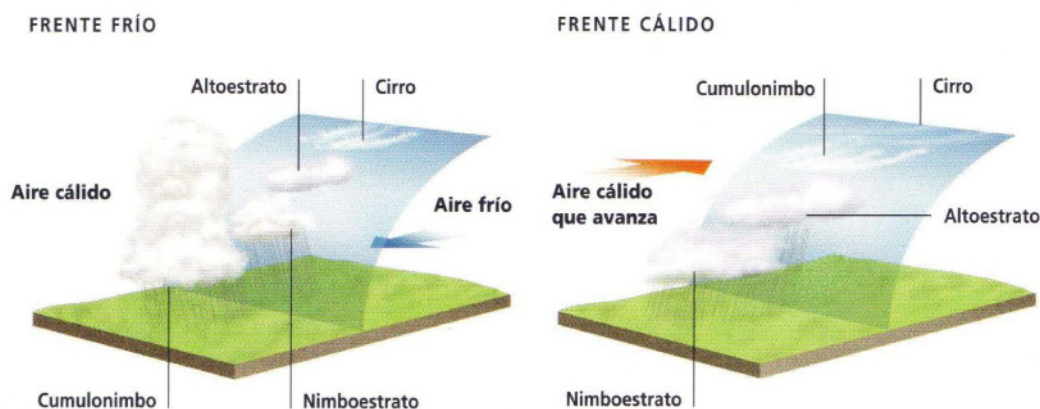


Figura 2.16a y 2.16b. Frente frío y cálido en avance (Buckley et al., 2004).

El frente caliente, es aquel en el que el aire frío es sustituido por aire caliente de superficie (Figura 2.16b), en los mapas de superficie se representa por una línea roja con semicírculos, orientados hacia el lado más caliente.

El frente ocluido se forma cuando emergen frentes fríos o cálidos, se pueden llamar oclusiones de frentes cálidos o fríos, pero en cualquier caso una masa de aire frío predomina sobre otra no tan fría (Figura 2.17). Independientemente del frente ocluido que se aproxime, las nubes y precipitaciones resultantes se parecerán a las de un frente cálido. A medida que el frente pasa, las nubes y las precipitaciones se parecerán a las del frente frío. Las regiones en las que predominan

los frentes ocluidos presentan pocas nubes, pequeñas precipitaciones y mínimas variaciones de temperatura. Estos frentes vienen representados con una línea con triángulos y semicírculos orientados en la misma dirección, coincidiendo con la dirección de movimiento del frente.

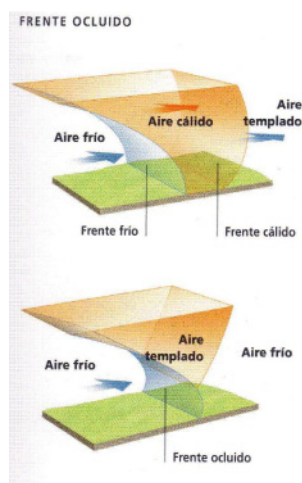
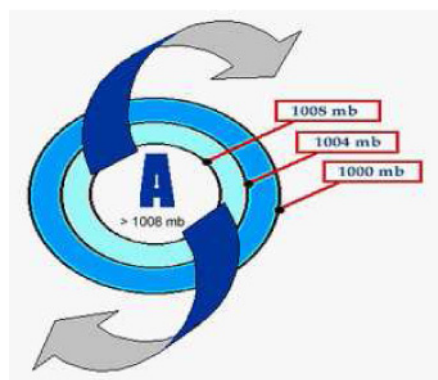
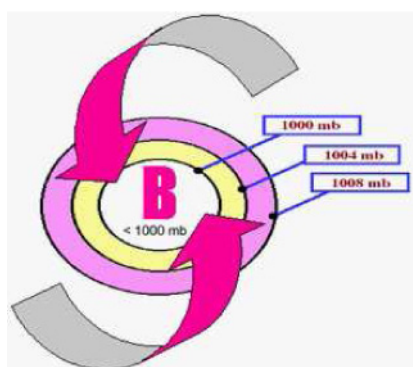


Figura 2.17. Oclusiones de frentes (Buckley et al., 2004).

Los ciclones y anticiclones son las dos principales configuraciones isobáricas. Los anticiclones o zonas de alta presión están constituidos por isobaras cerradas, aproximadamente elípticas o circulares, cuyo valor aumenta hacia el interior, donde se da un máximo (Figura 2.18a). En los mapas del tiempo españoles se dibuja una A, mientras que en los ingleses una H de "high". Los ciclones o depresiones son zonas de baja presión, también están constituidos por isobaras cerradas, e igualmente circulares o elípticas, cuyo valor disminuye hacia el interior, donde se encuentra un mínimo (Figura 2.18b). Se representa con una B en los mapas del tiempo españoles y con una L de "low" en los ingleses.



2.18a



2.18.b

Figura 2.18. Isobaras en un anticiclón y en una depresión. (www.sma.df.gob.mx/meteorologia)

En el hemisferio norte la circulación de los anticiclones sigue el sentido de las agujas del reloj, mientras que en los ciclones es al contrario (Figura 2.18). A nivel superficial los anticiclones presentan divergencia, es decir, el aire tiende a escapar de ellos, para dirigirse hacia la zona de baja presión, con lo cual el aire que hay en su vertical cae (fenómeno de subsidencia).

En los ciclones ocurre el fenómeno contrario, se encuentra una zona de convergencia en el suelo, es decir, el aire tiende a fluir hacia ellos en superficie, originándose corrientes ascendentes (Figura 2.19). Las depresiones son por tanto configuraciones de mal tiempo, suelen ir acompañadas por abundante y espesa nubosidad y precipitaciones, puesto que el aire al ascender se enfría, condensando su humedad en forma de nubes. Los anticiclones por el contrario no producen precipitaciones, puesto que los movimientos de subsidencia disipan las nubes, al irse recalentando el aire que cae o bien puede dar lugar a capas de nubes bajas y nieblas.

Si se supone una célula anticiclónica y ciclónica próximas, es fácil concluir que el aire que asciende sobre las borrascas, dado que no puede subir ni acumularse de forma indefinida, divergirá en un determinado nivel; alimentando la subsidencia del anticiclón próximo, convergiendo por tanto sobre la vertical de éste.

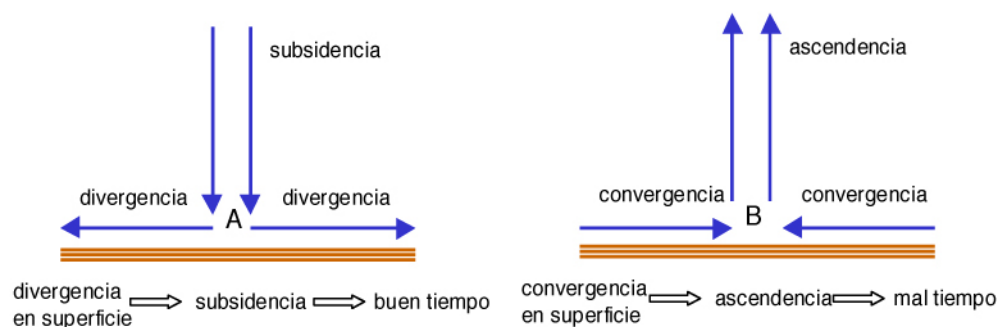


Figura 2.19. Procesos de divergencia y convergencia en los anticiclones y los ciclones en superficie.

Una convergencia horizontal en un lugar, debe estar compensada por una divergencia horizontal en otro lugar. Sobre la vertical de los ciclones, a mayor o menor altitud, tiene que haber un anticiclón y un ciclón sobre la vertical de un anticiclón.

2.3.3. Sistemas de mesoescala.

Los movimientos mesoescalares tienen un origen radiativo-térmico y en su formación influye enormemente la topografía, pues una zona costera se ve sometida a las brisas de mar y de tierra, mientras que en un valle se desarrollan las brisas de valle-montaña o de ladera, y en una ciudad, si es lo suficientemente amplia, el fenómeno de isla de calor urbano.

Brisa costera

Debido a las diferencias en las propiedades de la superficie de la tierra y el mar, tiene lugar un contraste de temperatura entre el calentamiento diurno y el enfriamiento nocturno. El mar tiene una gran capacidad para mantener el calor, la superficie del mar no cambia su temperatura más que 2 °C entre el día y la noche. La tierra sin embargo, se calienta rápidamente durante el día y enfría durante la noche, especialmente en días claros y con vientos débiles. La temperatura del aire sobre la tierra en una zona costera puede variar de 10 a 20 °C entre el día y la noche. Este contraste de temperatura entre el aire que está encima del mar y el que se encuentra sobre de la superficie terrestre adyacente, hace que se originen las circulaciones mesoescalares costeras (Stull, 2000).

Durante un día claro y soleado la superficie de la tierra se calienta, y este calentamiento genera una baja presión sobre la tierra, debido al ascenso de este aire caliente sobre la tierra. El aire sobre el mar permanece más frío y la presión en esta zona es mayor que la que se encuentra sobre la tierra, como consecuencia de ello se origina una circulación de brisa marina habiendo un flujo de aire más frío desde el mar hacia la tierra (Figura 2.20).

La brisa marina genera vientos muy fuertes, si el contraste de temperatura entre el mar y la tierra es mayor. A medida que la brisa marina penetra tierra adentro va perdiendo intensidad, debido a la influencia de la fricción con la superficie terrestre. Durante la noche la tierra se enfría más rápidamente que el mar, produciéndose un contraste entre la temperatura de la tierra más fría y la del mar, más caliente. Como consecuencia de ello se induce una nueva circulación de carácter térmico pero en sentido contrario. Con el aire más frío sobre la tierra, trasladándose hacia la zona más cálida del mar, brisa de tierra (Figura 20). La brisa de tierra no es tan fuerte como la brisa de mar, ni en intensidad, ni en altura, porque el contraste de temperatura no es tan elevado.

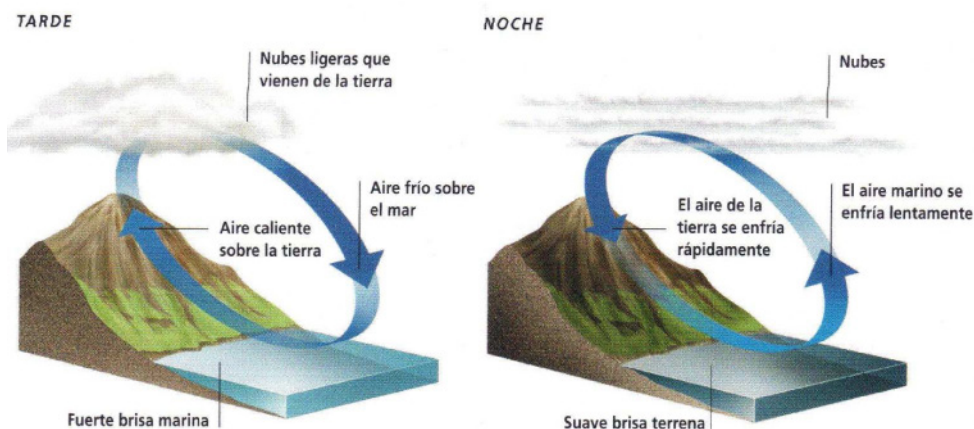


Figura 2.20. Brisa marina y terrestre (Watts, 2005).

Viento de ladera y de valle – montaña

Los sistemas de vientos generados térmicamente en valles y montañas se pueden clasificar atendiendo a su lugar de formación. Si éste se genera en las laderas se les conoce por vientos catabáticos y anabáticos, mientras que los generados a lo largo del valle, se les denomina de valle o montaña.

Los vientos de ladera se generan por el gradiente de temperatura, que se produce al tener lugar un calentamiento de la superficie, durante el día y un enfriamiento durante la noche. Estos sistemas de viento son formados por fuerzas de flotación y se forman en las laderas, donde un estrato de aire cercano a la ladera es más frío o caliente que el aire ambiente al mismo nivel y que se encuentra sobre el valle. De esta forma durante el día se forman corrientes ascendentes de aire sobre las laderas, conocidos como vientos anabáticos y descendentes durante la noche, conocidos como flujos catabáticos.

Los vientos anabáticos ascendentes son el resultado del mayor calentamiento de las laderas con relación al fondo del valle (Figura 2.21). Aunque estos vientos no son muy fuertes su presencia puede producir la formación de cúmulos en las laderas de las montañas.

Los vientos catabáticos son aquellos que descienden por las laderas, pues el aire es más frío y pesado que el que se encuentra al mismo nivel sobre el valle. La profundidad de esta capa descendente es de alrededor de 30 m y puede adquirir intensidades hasta de 3 m/s.

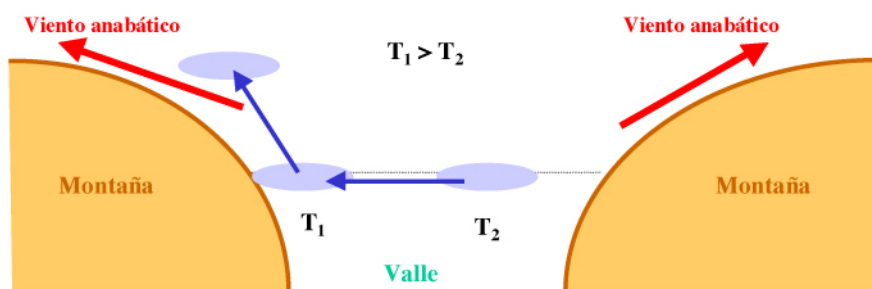


Figura 2.21. Durante la noche la parcela de aire T_1 descenderá pues es más fría y pesada que la que se encuentra sobre el mismo estrato sobre el valle y con temperatura mayor T_2 .

Los vientos de valle son aquellos que soplan paralelos a los ejes de los valles y se producen por la existencia de gradientes horizontales, que se desarrollan como resultado de la diferencia de temperatura a lo largo del eje del valle o bien por la diferencia de temperatura entre el aire del valle y el aire del mismo nivel, a una cierta altura sobre el suelo, soplan durante el día valle arriba “viento de valle” y durante la noche valle abajo “viento de montaña”.

Aunque a una escala más pequeña que las circulaciones de origen térmico, en las zonas urbanas se induce una circulación térmica originada por el contraste de temperatura del centro de la ciudad (más caliente puesto que los materiales con los que están contruidos los edificios retienen el calor más que la superficie terrestre) y las zonas suburbanas (más frías). A esta diferencia de temperatura se le conoce como “Isla Térmica Urbana”. Las mayores diferencias de temperatura se alcanzan durante la noche y las más pequeñas durante el día. En ausencia de flujos de mayor escala de intensidad, este tipo de circulaciones depende del tamaño de la ciudad, del contraste de temperatura y de la estabilidad atmosférica, y en menor medida depende de otros factores, como la ubicación de la ciudad (localización geográfica), hora del día, mes y estación del año.

El aire cercano a la superficie, en las zonas rurales convergerá hacia el centro de la ciudad debido a la baja presión que allí se ha formado, por la elevación del aire caliente, mientras que en altura el aire fluirá desde la ciudad hacia el exterior.

2.3.4. Capa límite atmosférica.

La capa límite atmosférica (en inglés conocida como ABL, “Atmospheric Boundary Layer”), podría definir como aquella capa límite o capa de aire que se encuentra justo por encima de la superficie terrestre, en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) son directamente “sentidos” en escalas temporales de menos de un día, y en los que hay flujos importantes de calor y de materia, lo cual implica movimientos turbulentos del orden de la profundidad de la capa límite o menores (Garra, 1994).

La característica más importante que presenta la ABL es su naturaleza turbulenta, sin embargo la turbulencia que se presenta en esta parta más baja de la atmósfera difiere mucho de lo que se conoce por turbulencia aerodinámica, primero porque la turbulencia asociada con la convección térmica coexiste con la turbulencia mecánica y segundo porque la turbulencia en la ABL está influenciada por la rotación de la tierra.

Se ha definido la ABL como aquella capa que está justo encima de la superficie terrestre, si esta superficie terrestre es tierra a la ABL se le conoce por capa límite planetaria (conocida en inglés como PBL, “Planetary Boundary Layer”).

La estructura turbulenta de la PBL está fuertemente influenciada por el ciclo diurno de calentamiento y nocturno de enfriamiento, así como por la presencia de la nubosidad. Bajo condiciones inestables la PBL presenta estratificación y es conocida como capa límite convectiva (en inglés CBL, “Convective Boundary Layer”) (Figura. 2.23).

La CBL se forma cuando se tiene un fuerte calentamiento de la superficie terrestre, produciéndose una inestabilidad térmica o convección. Cuando se tienen unas condiciones de fuerte calentamiento de la superficie y los movimientos dominantes en esta zona se deben a la turbulencia convectiva, de tal forma que el fenómeno de mezclado de las sustancias contaminantes se produce con gran facilidad, a esta capa se le conoce como capa de mezcla.

Bajo condiciones estables la PBL se encuentra mayoritariamente de noche, en respuesta al enfriamiento radiativo de la superficie.

Durante la noche a la ABL se le conoce como NBL (Nocturnal Boundary Layer), pues en ella se forma una capa límite nocturna estable. Esta capa presenta una inversión de temperatura y se forma bajo cielos claros y viento con velocidad moderada o alta, formándose de forma intermitente si se tiene vientos con velocidades bajas.

Si la superficie terrestre que se considera no es la tierra sino el mar, entonces a la ABL se le conoce como capa límite marina (en inglés SBL, “Sea Boundary Layer”). En latitudes extratropicales puede presentar una estructura parecida a la que se presenta sobre la tierra (Arya, 1989).

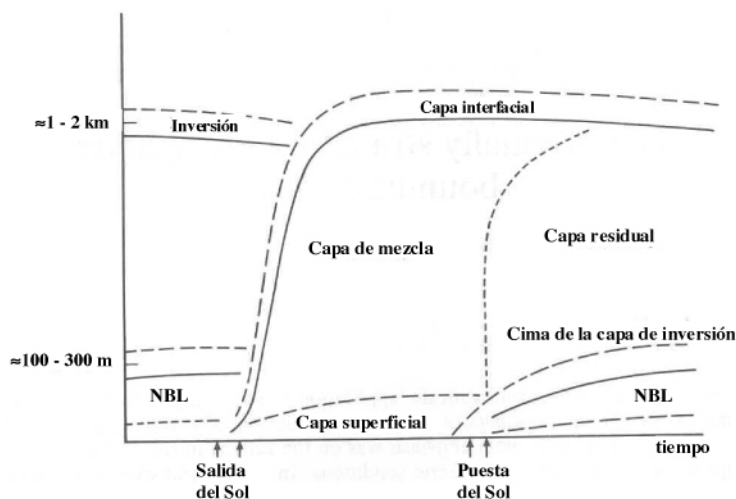


Figura 2.23. Estructura de la formación de la capa límite convectiva (CBL) bajo condiciones de cielos despejados.

2.4. Bibliografía.

- ARYA, S. (1989). *Air pollution meteorology and dispersion*. Oxford University Press, pp. 308.
- BADESCU, V. (2008). *Modelling solar radiation at the Earth's Surface: recent advances*, Ed. Viorel Badescu, pp. 517.
- BUCKLEY, B., HOPKINS, E.J. WHITAKER, R. (2004). *Weather. A visual guide*. Grupo Editorial Ceac, pp. 302.
- BOUSQUET, P. (1968). *Spectroscopie Instrumentale*, París: Dunod, pp. 207.
- FONT, I. (2000). *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca.
- GARRAT, J.R. (1994). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge Atmospheric and Space Science Series, pp. 316.
- HARRA, L.K., MASON, K.O. (2004). *Space Science*, Ed. Imperial Collage Press, pp. 513.
- KIEHL, J.T., TRENBERTH, K.E. (1997). *Earth's Annual Global Mean Energy Budget*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, pp. 197-208.
- LENOBLE, J. (1993). *Atmospheric radiativa transfer*, Ed. Wiley, pp. 532.
- MELNIKOVA, N., VASILYEV, A. V. *Short- wave solar radiation in the Earth's Atmosphere*, Ed. Springer, pp. 303.
- SOBRINO, J.A., RAISSOUNI, N., KERR, N. (2000). *Teledetección*, Ed. Universitat de València, pp. 468.
- STULL, R.B. (2000). *Meteorology for Scientits and Engineers*. Ed. Brooks/Cole, pp. 502.
- WATTS, A. (2005). *Manual del tiempo*. Ediciones tutor, pp. 190.
- TOLEDANO, C., CACHORRO, V.E., DE FRUTOS, A.M., SORRIBAS, M., PRATS, N., DE LA MORENA, B.A. (2007). *Inventory of African desert dust events over the Southwestern Iberian Peninsula in 200-2005 with an AERONET Cimel Sun photometer*, J. Geophys. Res., 112, D21201, doi:10.1029/2006JD008307.

3. Mecanismos fotoquímicos: ozono troposférico y partículas ultrafinas.

Dr. José Antonio Adame y Dra. Mar Sorribas.
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

3.1. Mecanismos fotoquímicos: formación de ozono troposférico.

3.1.1. El smog fotoquímico.

Se denomina smog fotoquímico a la mezcla de reaccionantes y productos de las reacciones que tienen lugar cuando ciertos hidrocarburos y óxidos de nitrógeno coinciden en el aire en presencia de luz solar.

El término smog fotoquímico surge a raíz de las investigaciones realizadas por Haagen-Smit (1952) en la atmósfera de Los Ángeles (USA), acerca de la importancia de la fotólisis del NO_2 en la transformación de los contaminantes primarios, procedentes directamente de las fuentes de emisión, en otros de carácter secundario.

La asignación de la palabra smog (smoke-fog) a este tipo de contaminación se debe a que, al ser uno de los principales responsables de la oxidación del dióxido de azufre (SO_2) en sulfatos, y del óxido nítrico (NO) en nitratos, contribuye a aumentar la concentración de partículas en el aire y, consecuentemente, a una pérdida de visibilidad (Figura 3.1). Asimismo, el adjetivo fotoquímico alude a la necesidad de la presencia de luz solar para la producción de las reacciones químicas, cuyos productos forman parte de este tipo de contaminación.



Figura 3.1. Ciudades afectadas por el smog fotoquímico.

El smog fotoquímico se produce en un sistema extremadamente complicado, en el que tanto la meteorología, como las emisiones continuas de contaminantes y las reacciones químicas desempeñan un papel importante (Jacobson, 2002).

Los smogs urbanos se han clasificado tradicionalmente en dos categorías, atendiendo a sus propiedades químicas, en smog reductor y smog oxidante. A la primera categoría pertenecen situaciones caracterizadas por altas concentraciones de óxidos de azufre y de partículas, altos niveles de humedad y temperaturas bajas. La contaminación del aire de carácter oxidante se caracteriza por altas concentraciones de ozono y de óxidos de nitrógeno, bajos niveles de humedad y temperaturas altas.

Con objeto de estudiar las características cualitativas que presenta el smog se puede establecer de forma muy general un mecanismo cinético del mismo.

- (1) $\text{NO}_2 + h\nu \Rightarrow \text{NO} + \text{O}$
- (2) $\text{O} + \text{O}_2 + \text{M} \Rightarrow \text{O}_3 + \text{M}$
- (3) $\text{O}_3 + \text{NO} \Rightarrow \text{NO}_2 + \text{O}_2$
- (4) $\text{O} + \text{hidrocarburos} \Rightarrow \text{productos estables} + \text{radicales}$
- (5) $\text{O}_3 + \text{hidrocarburos} \Rightarrow \text{productos estables} + \text{radicales}$
- (6) $\text{radicales} + \text{hidrocarburos} \Rightarrow \text{productos estables} + \text{radicales}$
- (7) $\text{radicales} + \text{NO} \Rightarrow \text{radicales} + \text{NO}_2$
- (8) $\text{radicales} + \text{NO}_2 \Rightarrow \text{productos estables}$
- (9) $\text{radicales} + \text{radicales} \Rightarrow \text{productos estables}$

En dicho esquema cinético, se han seleccionado las tres reacciones inorgánicas más importantes (reacciones de la 1 a la 3), los tres tipos de reacción de oxidación de hidrocarburos (reacciones de la 4 a la 6) y tres tipos de reacción de radicales libres (reacciones de la 7 a la 9).

Una visión general de la química del smog fotoquímico se muestra en la Figura 3.2. Se comienza con un aporte masivo de hidrocarburos y óxidos de nitrógeno a primeras horas de la mañana.

Como consecuencia de la oxidación nocturna del NO, siempre existe una cantidad residual de NO₂ al amanecer. A medida que la radiación solar se incrementa, el NO₂ se fotodisocia y produce átomos de oxígeno. Las reacciones inorgánicas ya mencionadas comienzan a producir ozono y radicales OH, además de átomos de oxígeno, formándose una serie de radicales libres, la mayor parte de los cuales acaban por convertirse en radicales peróxido. Estos radicales peróxidos transforman de forma muy eficiente el NO en NO₂. Un radical libre formado, por ejemplo, en la reacción de un átomo de oxígeno con un hidrocarburo, participará en muchas reacciones de propagación, es decir en la transformación de NO en NO₂, antes de desaparecer.

Este proceso es una alternativa a la oxidación de NO en NO₂ por parte del ozono, con la consiguiente acumulación de éste último.

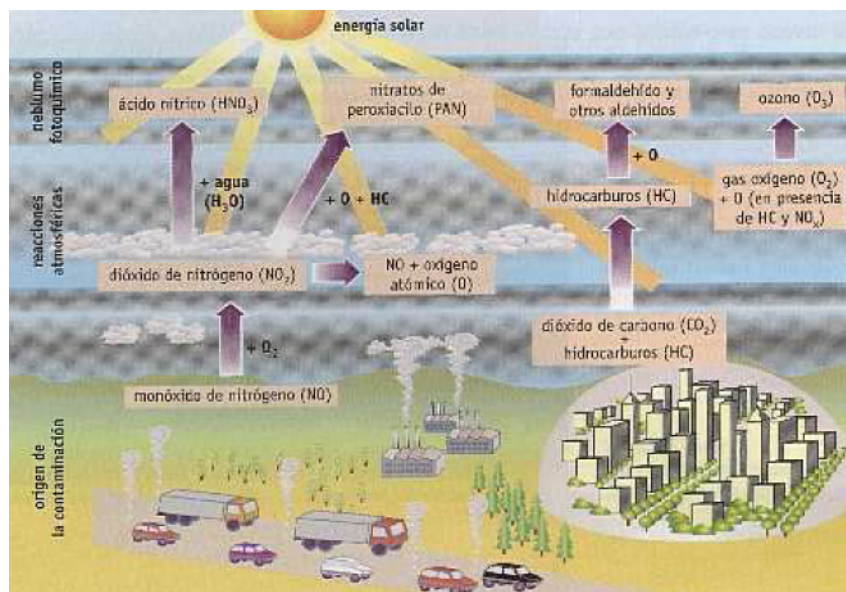


Figura 3.2. Ciclo de formación del smog fotoquímico.

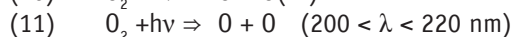
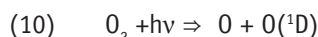
(<http://www.tecnun.es/asignaturas/Ecologia/Hipertexto/10CAtm1/330Smog.htm>)

El balance del proceso es por tanto: 1. transformación de NO a NO₂, 2. acumulación de ozono y 3. presencia de productos orgánicos oxigenados.

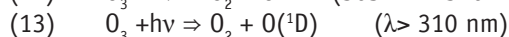
3.1.2. Principales ciclos fotoquímicos de los gases en la baja troposfera.

Se definen las reacciones fotoquímicas, como aquellas reacciones originadas por la absorción de un fotón por un átomo, una molécula, un radical libre o un ión. A continuación se van a presentar algunas reacciones fotoquímicas importantes (Finlayson-Pitts y Pitts, 2000):

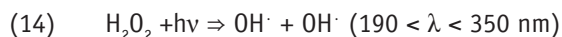
1) Fotodisociación de la molécula de oxígeno.



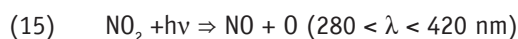
2) Fotodisociación de la molécula de ozono.



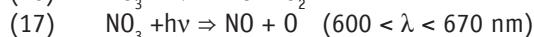
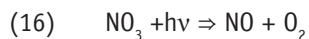
3) Fotodisociación del peróxido de hidrógeno.



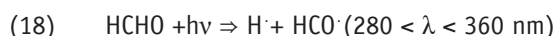
4) Fotodisociación del NO_2 .



5) Fotodisociación del NO_3 .



6) Fotodisociación de la molécula de formaldehído.

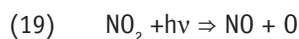


Fotoquímica de los óxidos de azufre.

Los óxidos de azufre pueden sufrir procesos fotoquímicos, siendo la principal especie que sufre dichos procesos el SO_2 , que se oxida a SO_3 por mecanismos fotoquímicos. En presencia de radiación solar, el SO_2 se oxida lentamente a SO_3 y en presencia de agua se transforma rápidamente en ácido sulfúrico. Los principales procesos fotoquímicos posteriores a la absorción luminosa por SO_2 en la baja atmósfera, tienen lugar a través de moléculas activadas de SO_2 y no por fotodisociación directa. Por consiguiente, la transformación fotoquímica de SO_2 a SO_3 es el resultado de una reacción en varias etapas, en las que intervienen moléculas excitadas de SO_2 , oxígeno y óxidos de azufre distintos del SO_2 .

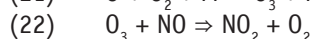
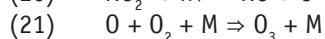
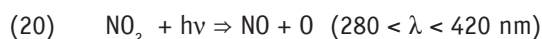
Fotoquímica de los óxidos de nitrógeno.

Los óxidos de nitrógeno, es decir NO y NO_2 , juegan un papel importante en la química de la contaminación del aire. La molécula de dióxido de nitrógeno (NO_2) es, la que desempeña un importante papel en la formación de la llamada contaminación fotoquímica. Pues la fotodisociación del NO_2 en longitudes de onda menores de 400 nm, para producir óxido nítrico (NO) y un átomo de oxígeno (reacción 19) lleva a la formación de ozono.



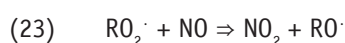
3.1.3. Procesos de formación y destrucción de ozono.

Si se supone una atmósfera no contaminada, es decir en la que no haya precursores de ozono, tendríamos una concentración de ozono natural que se formaría a partir del siguiente ciclo.

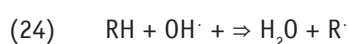


En una atmósfera no contaminada el NO formado en la reacción 20 reaccionará con el ozono, para obtenerse nuevamente la molécula de NO_2 según la reacción 22. Si no hay más sustancias presentes, las reacciones (20 a 22) ocurren rápidamente, estableciéndose una situación estacionaria de formación y destrucción de ozono.

Esta situación se rompe cuando el camino para convertir NO a NO_2 se produce sin el consumo de la molécula de ozono, teniendo como consecuencia la acumulación de éste. Este hecho tiene lugar cuando se tienen radicales peroxialquilo ($\text{RO}_2\cdot$), estos radicales oxidan a las moléculas de hidrocarburos, que reaccionan con el NO para formar NO_2 , rompiendo de esta forma el estado fotoestacionario en favor de la producción de O_3 (Figura 3.3).



La generación de radicales peroxialquilo $\text{RO}_2\cdot$ ocurre por la reacción de radicales $\text{OH}\cdot$ con moléculas de hidrocarburos.



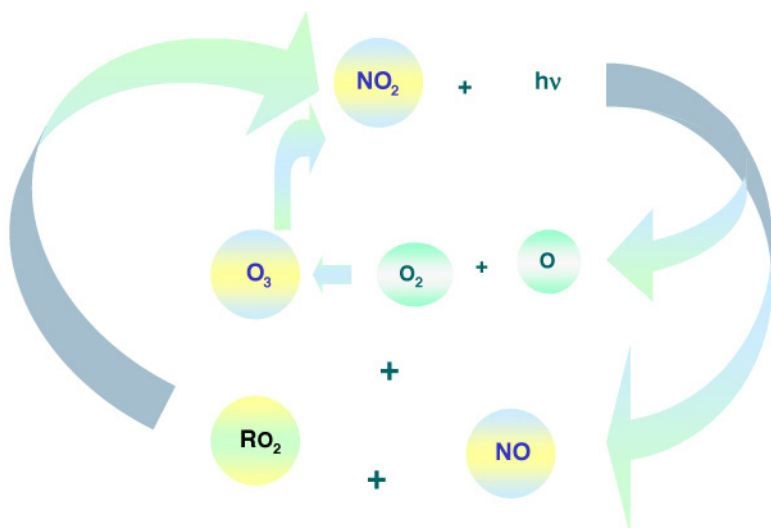
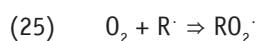
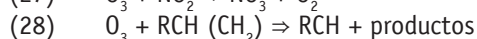
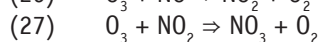


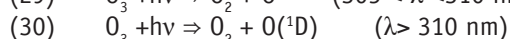
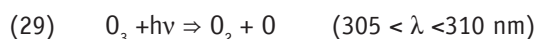
Figura 3.3. Ciclo de formación de ozono en atmósfera contaminada.

Existen diversos procesos químicos y físicos por los que el ozono es destruido en la troposfera.

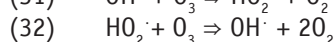
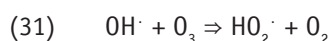
Los procesos químicos de eliminación ocurren a través de las reacciones con monóxido de nitrógeno (NO), dióxido de nitrógeno (NO_2) e hidrocarburos, según las siguientes reacciones.



Los procesos de eliminación mediante mecanismos fotoquímicos tienen lugar a través de las siguientes reacciones.



Igualmente se puede dar la destrucción fotoquímica por la acción de los radicales OH^\cdot y HO_2^\cdot .



Por último también existe el proceso físico de eliminación por depósito, este proceso puede tener lugar por vía húmeda o seca. Debido a la escasa solubilidad del ozono, el proceso por vía húmeda no es un proceso significativo de eliminación, por lo que todo el ozono que se destruye por deposición lo hace por vía seca.

De los cuatro mecanismos mencionados por los cuales se puede destruir ozono, son los procesos fotoquímicos y químicos, los que predominan en la baja troposfera, estimándose que un 75% del ozono destruido lo hace a través de algunos de estos procesos, mientras que el resto lo haría por deposición (Seinfeld y Pandis, 1997).

3.1.4. Variaciones diarias y estacionales del ozono.

El ozono superficial presenta unas marcadas variaciones tanto estacionales como diarias; esta variabilidad viene determinada por numerosos factores, siendo los más importantes la radiación solar, las condiciones meteorológicas y orográficas.

Variaciones estacionales

La formación del ozono superficial está fuertemente influenciada por la radiación solar, ya que es la energía sin la que las reacciones fotoquímicas no pudieran tener lugar. Debido a ello, la variación estacional que presenta la radiación solar hace que la formación de ozono igualmente presente dicha variación. En la Figura 3.4 se muestra la variación mensual que presenta el ozono en estaciones urbanas y rurales de la provincia de Huelva.

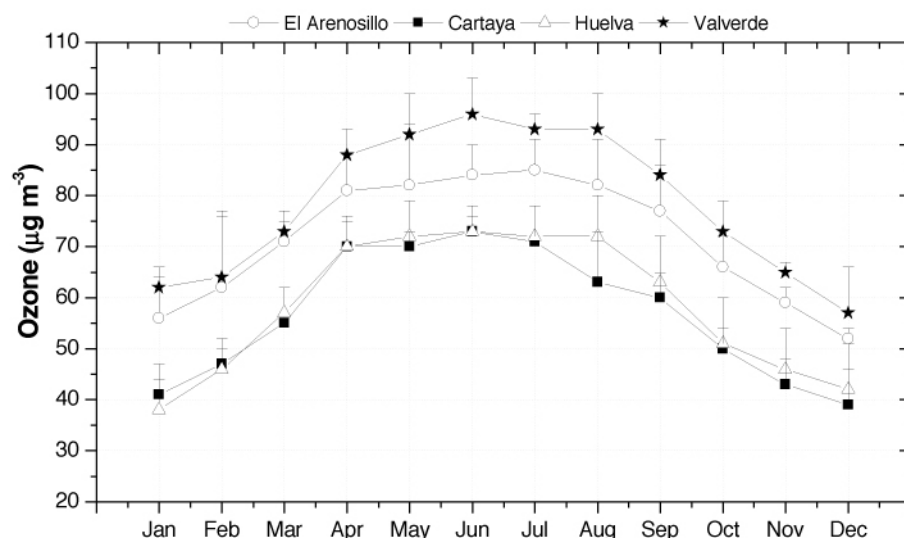


Figura 3.4. Evolución mensual de la concentración de ozono registrada en estaciones urbanas y rurales de la provincia de Huelva (Adame et al., 2009).

El máximo de radiación solar se presenta en los meses de verano, por esto se registran los máximos de ozono en estos meses. Se pueden presentar máximos secundarios en primavera (siendo en algunos emplazamientos incluso de igual magnitud o ligeramente superiores a los de verano) teniendo un origen diferente a los de verano. El origen del máximo primaveral estaría tanto en la emisión de COV's que se tienen en esta época del año de origen natural, ya que coincide con la época de la floración primaveral como en los desarrollos de proceso de mesoescala de escaso recorrido.

Variaciones diarias

La variación diaria que presenta el ozono en un emplazamiento superficial, depende de muchos factores, pero quizás los más importantes sean la altitud del emplazamiento y la localización del mismo respecto a las zonas de emisión de contaminantes primarios, además de niveles de radiación solar y condiciones meteorológicas.

La altitud del emplazamiento es un factor que afecta al comportamiento del ozono, pues en zonas de valles o planicies, se producen con mayor frecuencia las inversiones nocturnas, esto hace que el volumen de la capa de mezcla nocturna sea pequeña y haya una mayor eliminación de ozono por deposición seca o por reacción con otras especies, como pudiera ser el NO. Esto se verá reflejado en un mayor contraste en las concentraciones de ozono durante el día y la noche.

En lugares elevados no se producen inversiones nocturnas tan fuertes, y la destrucción del ozono durante la noche no es tan acusada, presentándose en este tipo de observatorios diferencias de ozono menores durante el día y la noche.

En lugares urbanos y suburbanos, a primeras horas de la mañana se produce la ruptura de la capa de inversión nocturna, debido a esto se produce un descenso de la capa residual, situada por encima de la inversión. Esto tiene como consecuencia, que tanto contaminantes primarios, como ozono del día anterior desciendan hasta la superficie, traduciéndose en un rápido aumento de los niveles de ozono, antes de comenzar la formación fotoquímica (Figura 3.5).

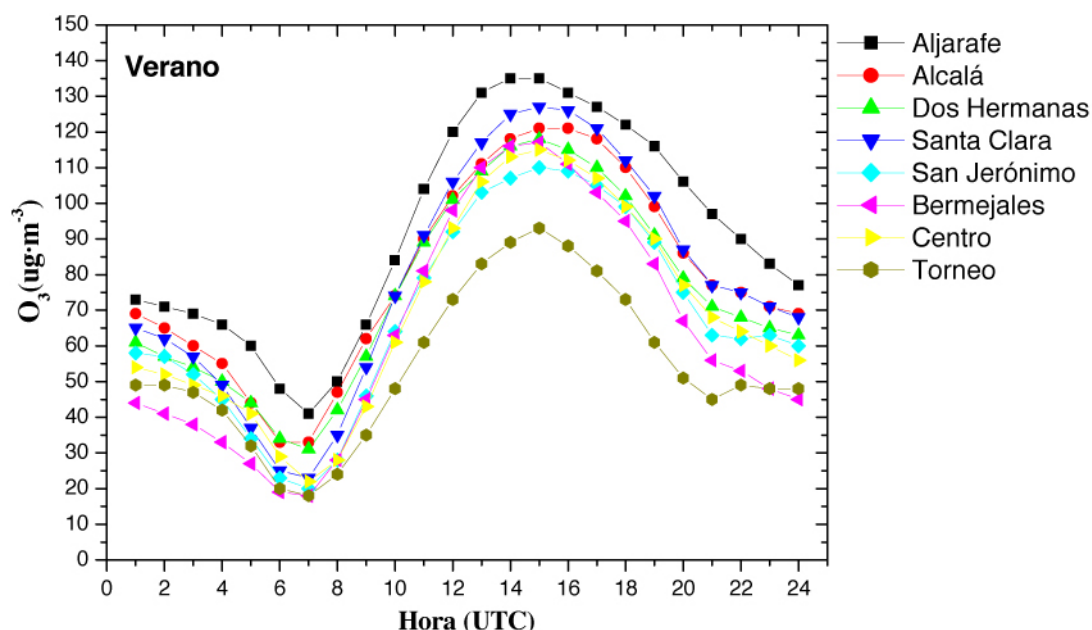


Figura 3.5. Evolución diaria de la concentración de ozono registrada en estaciones urbanas y suburbanas de Sevilla durante el verano (Adame et al., 2008).

La evolución ideal que seguiría un perfil de concentración de ozono en superficie dentro de un penacho urbano reactivo y en movimiento se muestra en la Figura 3.6. En dicha figura la región limitada por hidrocarburos (HC) tiene como significado la presencia en exceso de monóxido de nitrógeno (NO), que consume ozono y disminuye la producción de radicales. Una vez que el penacho avanza y se va mezclando con parcelas de aire no urbano, no recibiendo por tanto NO_x , la formación del ozono aumenta a partir de los hidrocarburos más reactivos, hasta que la concentración de NO disminuye tanto que pasa a ser limitante de dicha formación, o bien anochece y se detienen los procesos fotoquímicos. En este momento la deposición seca hace disminuir los niveles de ozono en superficie, no ocurriendo lo mismo en altura, donde a la mañana siguiente se puede volver a dar una nueva producción de ozono. Estos procesos ocurren en escalas de 10 a 100 km de la zona de emisión de precursores, aunque la influencia de la concentración de ozono regional en grandes áreas rurales puede ser notable.



Figura 3.6. Esquema de la formación y transporte regional de ozono a sotavento de zonas de emisión de precursores.

3.1.5. Eventos de alta concentración.

Se entiende como episodio de ozono a concentraciones elevadas de este contaminante en una zona determinada (Figura

3.7). Estos niveles elevados de ozono se forman a partir de las ya mencionadas reacciones fotoquímicas, bajo una serie de condiciones meteorológicas favorables.

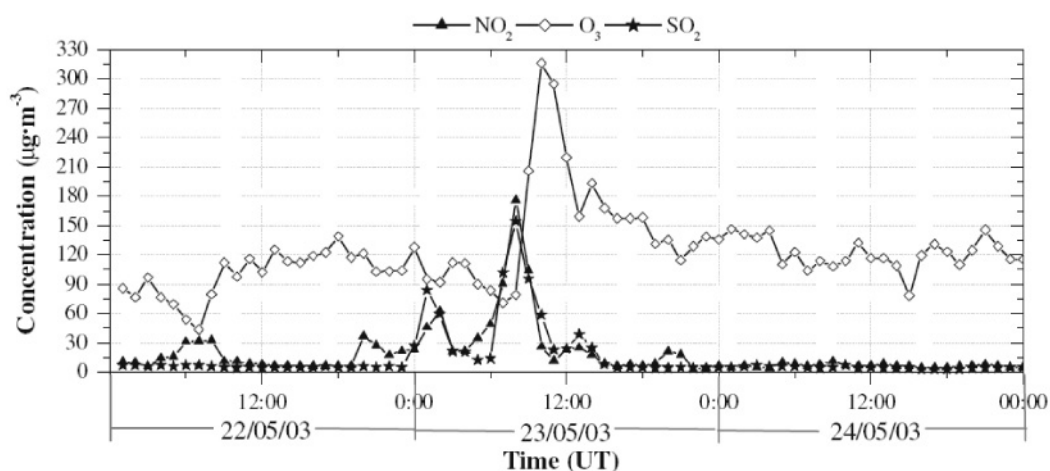


Figura 3.7. Episodio de ozono ocurrido en Puertollano (España) en mayo de 2005 (Saiz-López et al., 2009).

Las condiciones meteorológicas idóneas para la formación de este tipo de situaciones son las siguientes:

- La intensidad de la radiación incidente debe ser alta (cielos despejados y ángulos solares elevados), pues es la que inicia las reacciones fotoquímicas.
- La temperatura debe ser elevada (superior a 20 °C), lo cual favorece la velocidad de muchas reacciones y aumenta la tasa de emisión por evaporación de muchos compuestos orgánicos volátiles.
- La velocidad del viento debe ser baja, sobre todo en las zonas urbanas e industriales, es decir en las zonas de emisión.
- Una capa de mezcla bien delimitada, de forma que los contaminantes tanto primarios, como los secundarios que se están formando por las reacciones fotoquímicas, estén confinados en dicho volumen, favoreciendo las reacciones fotoquímicas.

3.1.6. Efectos de la contaminación fotoquímica por ozono.

Debido al carácter oxidante del ozono, en la capa superficial la presencia de éste tiene una serie de implicaciones ambientales, afectando a la salud humana, la vegetación o incluso teniendo repercusión en el clima.

Efectos en la salud

El ozono debido a su gran capacidad oxidante, se conoce que es un gas muy irritante desde finales del siglo XIX. Los principales efectos y síntomas que causa el ozono en la salud son los siguientes:

Irritación del sistema respiratorio. Los síntomas de esta irritación se manifiestan con la aparición de tos, irritación de garganta y/o experimentación de sensación extraña en el pecho. Estos síntomas pueden perdurar unas horas después de la exposición al ozono.

Reducción de la función pulmonar. La reducción de la función pulmonar se refiere a la disminución del volumen de aire que se inhala cuando se hace una inspiración profunda y la velocidad a la que se exhala. El ozono puede hacer que se vuelva más difícil respirar profundamente.

Empeora el asma. Con niveles de ozono elevados la probabilidad de sufrir ataques de asma es se incrementa, este hecho se debe a que el ozono hace que se aumente la sensibilidad a los alérgenos, los cuales son los agentes más comunes que producen los ataques de asma.

Inflamación y daños en el recubrimiento del pulmón. El ozono daña las células que recubren los espacios de aire

del pulmón (Figura 3.8). Pasados unos días de la exposición, las células dañadas son repuestas y las células muertas se descartan. Si este tipo de daño ocurre repetidamente, el pulmón puede cambiar permanentemente de manera que puede causar efectos a largo plazo en la salud.

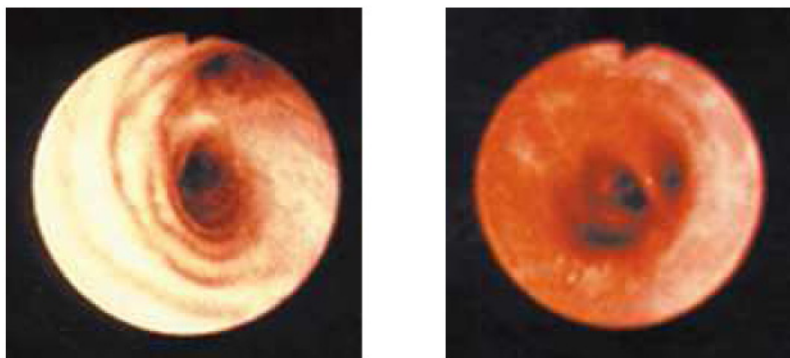


Figura 3.8. Imagen de un pulmón no afectado por ozono (izquierda) y de otro afectado por los efectos del ozono (derecha). (www.siafa.com.ar/notas/nota18/smog-ozono.htm)

Efectos en la vegetación

El ozono tiene efectos muy diversos sobre las plantas, que abarcan desde daños celulares hasta afecciones en el crecimiento, si la dosis es lo suficientemente alta como para sobrepasar la capacidad de reparación de la planta (Sanz et al., 2001).

El grado de resistencia de la planta a la acción del ozono está controlado por factores internos, como sus características genéticas y estado de desarrollo. Y por factores externos, como las condiciones climáticas y edafológicas. Se ha comprobado que la temperatura aumenta la sensibilidad de la planta al ozono y que tanto la luz, como la humedad relativa inducen una mayor absorción, al favorecer la apertura estomatal (Figura 3.9).



Figura 3.9. Daños visibles en hojas observados en el *Pinus halepensis* (imagen izquierda) y en la variedad de tabaco Bel W3 (imagen derecha), (Sanz et al., 2001).

Se ha mostrado que el ozono es el mayor contaminante fotoquímico para los bosques a nivel global. Los modelos globales de previsión de ozono indican que el 4 % de los bosques están expuestos a concentraciones de ozono superiores a los $120 \mu\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, valor que se incrementará un 50% para el 2100.

Efecto en el clima

El ozono, al igual que el CO_2 es un gas de efecto invernadero que contribuye al calentamiento de la superficie terrestre. Según el último informe del Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC) del 2001, el ozono muestra un forzamiento radiativo positivo, es decir contribuye al calentamiento, según se puede apreciar en la Figura 3.10.

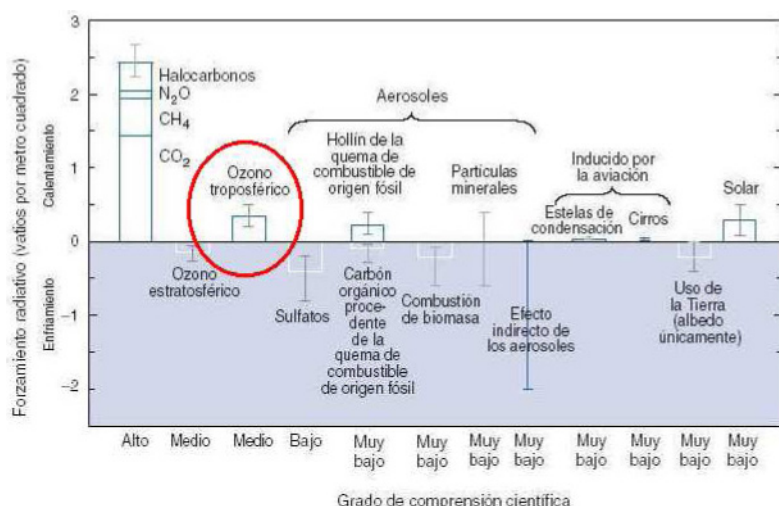


Figura 3.10. Forzamiento radiativo medio anual del sistema climático del año 2000 con respecto a 1750 (IPCC, 2001).

Según se indica en el citado informe: “Se calcula que la cantidad total de ozono en la troposfera ha aumentado un 36% desde 1750, principalmente a causas de las emisiones antropogénicas de diversos gases que contribuyen a la formación de ozono, lo cual correspondería a un forzamiento radiativo de $0.35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. El forzamiento no varía considerablemente de una región a otra y responde mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones, que los gases de efecto invernadero de larga duración, como el CO_2 ”.

3.2. Mecanismos fotoquímicos: partículas ultrafinas.

3.2.1. Distribución de tamaños del aerosol atmosférico.

El tamaño de las partículas es posiblemente uno de los parámetros más importantes que definen al aerosol, en especial al atmosférico, debido principalmente a que interviene de manera decisiva en su influencia tanto sobre el clima como sobre la salud humana. Su rango de diámetros cubre más de cinco órdenes de magnitud, desde un nanómetro hasta varios cientos de micrómetros, provocando muchas dificultades y errores en su monitorización.

En la Figura 3.11 se presenta una clasificación de las partículas en función de su tamaño, realizándose una diferenciación entre aquellas partículas de origen natural (polen, arena del desierto, espuma del mar, volcanes, etc) y de origen antropogénico (industrias, actividades de la construcción, humo del tabaco, etc).

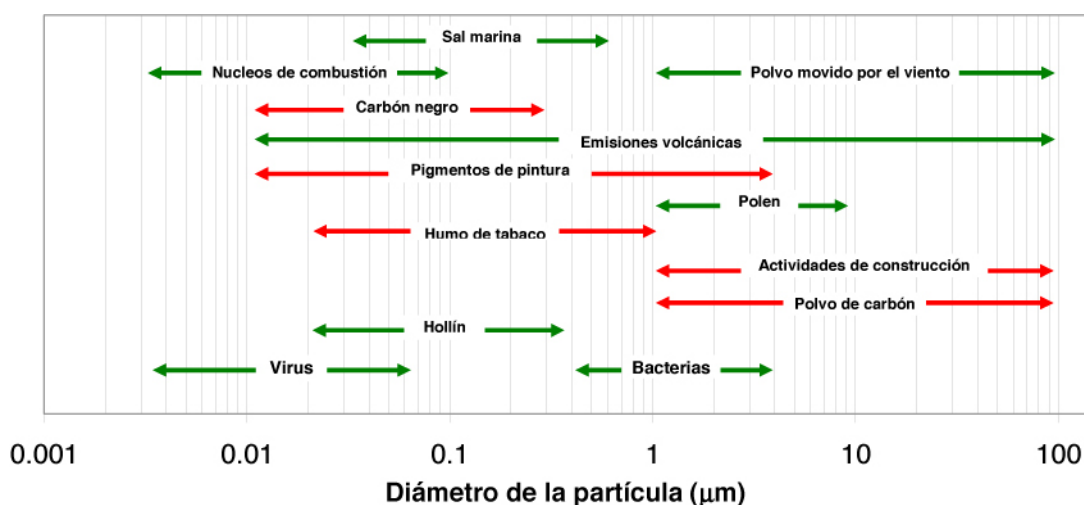


Figura 3.11. Clasificación de las partículas en función de su tamaño. En verde se indican las partículas de origen natural y en rojo las partículas con origen antropogénico.

La distribución de tamaños de las partículas hace referencia a la variación con el tamaño de la concentración por unidad de volumen de aire (Baron and Willeke, 2001). Existen tres modos, definidos como rangos de diámetros, acorde a los procesos de formación, crecimiento y desaparición a los que están sometidos los aerosoles para definir una distribución de tamaños. : modo ultrafino ($D < 0.1 \mu\text{m}$), modo de acumulación ($0.1 < D < 1 \mu\text{m}$) y modo grueso ($D > 1 \mu\text{m}$). Dichos modos son mostrados en la Figura 3.12.

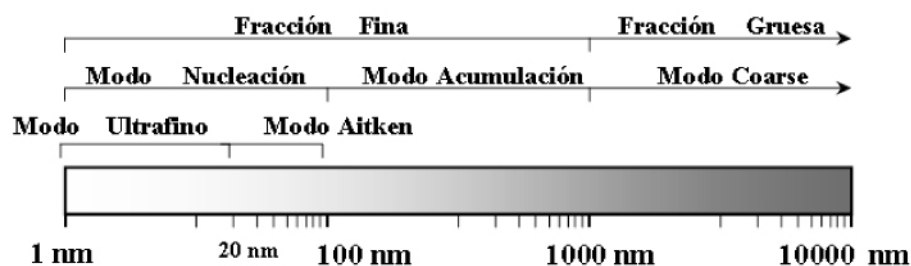


Figura 3.12. Rangos de tamaños o modos de la distribución de tamaños de los aerosoles.

Modo ultrafino Contiene las partículas con un tamaño inferior a $0.1 \mu\text{m}$ y está formado por los modos de nucleación y Aitken. Este rango de diámetros contiene el mayor número de partículas, y está caracterizado por su rápida aparición y crecimiento, con lo que únicamente es significativo en la vecindad de sus fuentes. Las partículas en este modo pueden ser clasificadas según su origen en primarias y secundarias.

Los aerosoles primarios, son aquellos emitidos directamente por las fuentes, que en el caso del modo ultrafino con el tráfico rodado y la industria como ejemplo de aerosol antropogénico y los virus, como representativos del aerosol natural. En cambio, los aerosoles secundarios son por ejemplo aquellos formados por procesos de conversión de gas a partícula, denominados eventos de nucleación homogénea. Las nuevas partículas formadas tienen un tamaño entre 1 y 2 nm, las cuales crecen rápidamente a partir de la condensación de material semivolátil sobre ellas.

Modo de acumulación Engloba las partículas con un tamaño entre $0.1 \mu\text{m}$ y $1 \mu\text{m}$ y contiene un inferior número de partículas que el rango ultrafino, pero su superficie y masa es mayor.

Tiene dos posibles orígenes, el primario y el debido al crecimiento de partículas desde el modo Aitken. En el caso primario, se estaría hablando de partículas como el hollín y la sal marina como ejemplos de aerosol natural, y del humo del tabaco y los pigmentos de pintura en el caso antropogénico. El modo de acumulación está formado por las partículas CCN o núcleos de condensación de nubes (*Cloud Condensation Nuclei*), que son las que presentan una mayor eficiencia para producir los procesos de interacción radiación-materia explicados con anterioridad.

En cuanto al fenómeno de crecimiento de partículas desde el modo Aitken al modo de acumulación, son dos los procesos a mencionar: la condensación de gases y la coagulación. En el caso de la condensación, los gases semivolátiles atmosféricos condensan sobre las partículas preexistentes, incrementando su tamaño. Es decir, este proceso disminuye la concentración de dichos gases, pero no el número de partículas presentes en la atmósfera. En cambio, el proceso de coagulación es aquel por el que dos partículas se unen debido a los choques que se producen en su continuo movimiento, formando una única partícula, con la consecuente disminución del número de partículas con tamaño inferior.

Las partículas del modo de acumulación tienen un tiempo de vida de varios días, y pueden viajar durante largas distancias dentro de la atmósfera. Su concentración disminuye a partir de los procesos de deposición húmeda y seca, entendido la primera como la originada por precipitación y la segunda como la producida debido a la caída de las partículas por gravedad.

Modo grueso o coarse Las partículas con mayor tamaño suspendidas en la atmósfera engloban el denominado modo grueso y consisten principalmente en partículas de origen mineral derivado del suelo, así como en partículas biológicas. Su origen principalmente es el desgaste mecánico y los procesos de desintegración tales como, la formación de spray desde las olas del mar y el polvo de la superficie terrestre (fundamentalmente aerosol desértico).

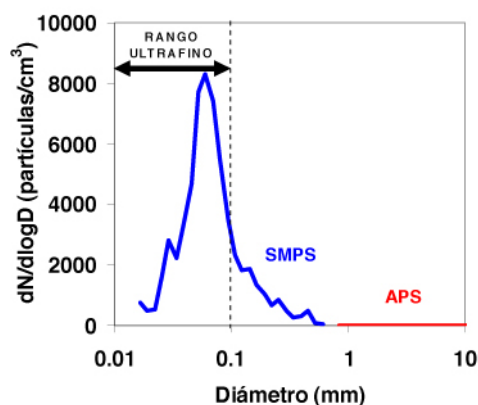
El modo grueso modula el crecimiento del modo de acumulación, ya que facilita un área para la materia condensable formada durante la transformación química de gases. Así por ejemplo, en regiones donde hay altos niveles de aerosoles en este rango de tamaños, por ejemplo aerosol desértico, este modo domina la masa total del aerosol y algunas veces incluso el *scattering* de la radiación solar, frente al modo de acumulación.

3.2.2. ¿El tamaño sí importa! Influencia del modo ultrafino en la salud humana y el cambio climático global.

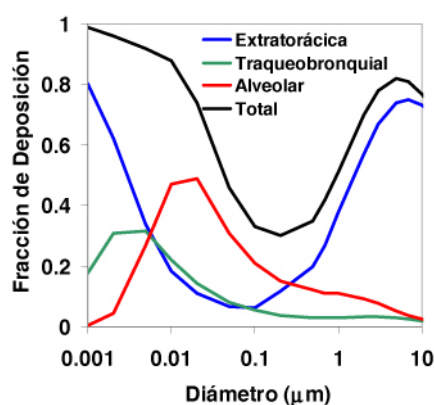
Durante la última década se han realizado numerosos estudios toxicológicos sobre el potencial riesgo sobre la salud humana de las partículas ultrafinas, de tamaño inferior a $0.1\ \mu\text{m}$, y se han relacionado con los mostrados por la masa de las partículas finas $\text{PM}_{2.5}$, de tamaño inferior a $2.5\ \mu\text{m}$. La exposición a ambos rangos de tamaños de este material particulado inhalable, puede provocar aumento de problemas respiratorios y cardíacos, descenso de los niveles de la función pulmonar en niños y adultos, aumento de la mortalidad y aumento de las visitas a urgencias (mortalidad), (Chalupa et al., 2004; Klot et al., 2006).

Los datos de la mortalidad sugieren que las partículas finas tienen efectos inmediatos sobre la salud, mientras que las partículas ultrafinas los presentan con un cierto retraso. Así, los efectos inmediatos están relacionados con las enfermedades respiratorias mientras que, los más lentos, están basados en un incremento de las enfermedades cardiovasculares. Además, estudios de mortalidad indican que los problemas asmáticos están relacionados con ambos rangos de tamaños pero que, la disminución de la función respiratoria y el incremento en los síntomas y la medicación, están asociados con elevadas concentraciones de partículas ultrafinas independientemente de la concentración existente en el rango fino.

En la Figura 3.13a se observa una distribución de tamaños del aerosol atmosférico típica, y en la Figura 3.13b, la fracción numérica de deposición de las partículas en los pulmones en función de la región pulmonar y del diámetro del aerosol.



3.13a



3.13b

Figura 3.13a. Distribución de tamaños numérica típica para el aerosol atmosférico, monitorizada por dos espectrómetros de partículas, un APS y un SMPS.

Figura 3.13b. Fracción de deposición de las partículas en diferentes partes de los pulmones en función del diámetro de la partícula.

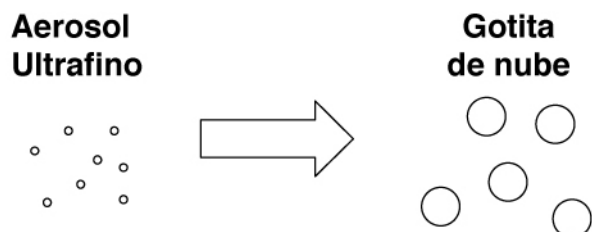
Como se observa en la Figura 3.13 la incidencia numérica del aerosol atmosférico se produce predominantemente en la región ultrafina de la distribución de tamaños. Además, en ese rango, también se produce un máximo de deposición pulmonar, convirtiéndola en una potencial fuente de contaminación para la salud humana.

Las partículas primarias ultrafinas son emitidas desde fuentes de combustión como por ejemplo los vehículos tanto pesados como ligeros, la quema de madera o industrias como las centrales eléctricas. En una zona urbana, donde las emisiones del tráfico son uno de los principales contribuyentes a una disminución de la calidad del aire, el incremento de UFP es observado junto con altas concentraciones de NO_x , CO y carbón negro (Moore et al., 2007).

Diferentes estudios sobre la composición química de las partículas ultrafinas realizados en ambientes urbanos como Pittsburgh, Baltimore y Los Ángeles, (Bein et al., 2005; Tolocka et al., 2005; Zhang et al., 2005), muestran en general una predominancia de los compuestos con carbón, sulfatos, componentes orgánicos y nitratos, así como la presencia de metales tales como el Fe, Ti, Cr y Zn. Los compuestos secundarios en presencia de amoníaco $[\text{NH}_3]$, suelen adoptar la forma de sales de amonio, principalmente sulfato de amonio $[(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4]$ y nitrato de amonio $[\text{NH}_4\text{NO}_3]$, y en ausencia de amoníaco, toman forma de ácido como ácido sulfúrico $[\text{H}_2\text{SO}_4]$ y ácido nítrico $[\text{HNO}_3]$ por la combinación con el vapor de agua de la atmósfera. La tipología y los porcentajes de dichos componentes dependen de la orografía, las variables meteorológicas, de las fuentes locales y regionales y, especialmente, de la temperatura, la cual afecta al material semivolátil como por ejemplo el nitrato de amonio $[\text{NH}_4\text{NO}_3]$ en fase partícula (Tolocka et al., 2005).

Los aerosoles atmosféricos ultrafinos también juegan un importante papel en la comprensión de los efectos climáticos globales y regionales, por medio de sus efectos indirectos. Los mecanismos indirectos muestran la importancia de la partícula ultrafina en la activación de los núcleos de condensación nubosa (cloud condensation nuclei, CCN), (Pierce and Adams, 2007).

Es decir, cuántas partículas en el rango ultrafino pueden crecer hasta diámetros superiores a $0.1\ \mu\text{m}$, y formar una gotita de nube, ver Figura 3.14.



Activación = coagulación y/o condensación

Figura 3.14. Mecanismo indirecto del aerosol atmosférico, a través de cual se estudia la influencia del rango ultrafino en los efectos climáticos.

La aparición de estas 'gotitas', produce un incremento del albedo, es decir, de la reflexión de la radiación solar al incidir sobre el planeta y por tanto, es inferior la cantidad de radiación que llega a la superficie.

Una vez presentada la enorme incidencia que las partículas ultrafinas tienen tanto sobre la salud humana como en los estudios climáticos, es observable la necesidad existente en controlar este nuevo tipo de contaminación. Por ello, es preciso por parte de las administraciones públicas el crear indicadores ambientales que proporcionen información a la población, así como es importante comprender sus mecanismos de formación con objeto de proponer métodos de control.

3.2.3. Mecanismos fotoquímicos de producción de nuevas partículas ultrafinas.

Los procesos de nucleación son aquellos de formación inicial de una partícula termodinámicamente estable desde el vapor (nucleación homogénea) o a partir de núcleos de condensación (nucleación heterogénea), ver Figura 3.15. La nucleación homogénea incrementa la concentración de la distribución numérica y la heterogénea influye en el crecimiento de las partículas preexistentes a tamaños mayores.

Las partículas formadas por la condensación sobre la superficie del material, generalmente tienen un radio mayor de $0.1\ \mu\text{m}$. Esto significa que los núcleos Aitken han de ser producidos por otros mecanismos, como la nucleación homogénea, precedida en muchos casos por reacciones químicas gaseosas iniciadas por procesos fotoquímicos. Estas partículas tienen un tiempo de vida muy corto, porque pasan rápidamente al modo de acumulación por condensación donde el tiempo de residencia es mayor. Esta exposición se centrará en los eventos de nucleación homogénea.

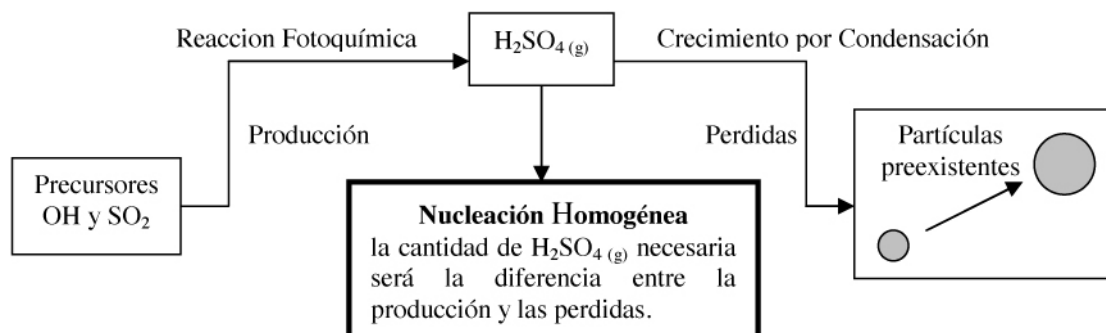


Figura 3.15. Esquema ilustrativo sobre los procesos de nucleación homogénea y heterogénea a partir de los precursores OH y SO_2 .

El proceso de nucleación tiene una gran relevancia en la forma de la distribución numérica, produciendo fundamentalmente variaciones diurnas en el modo ultrafino que pueden llegar a ser de hasta cuatro órdenes de magnitud. Un ejemplo de ello puede observarse en la evolución de la distribución de tamaños del día 11 de abril de 2005 en la Estación de El Arenosillo, mostrada en las Figuras 3.16 y 3.17, (Sorribas, 2007).

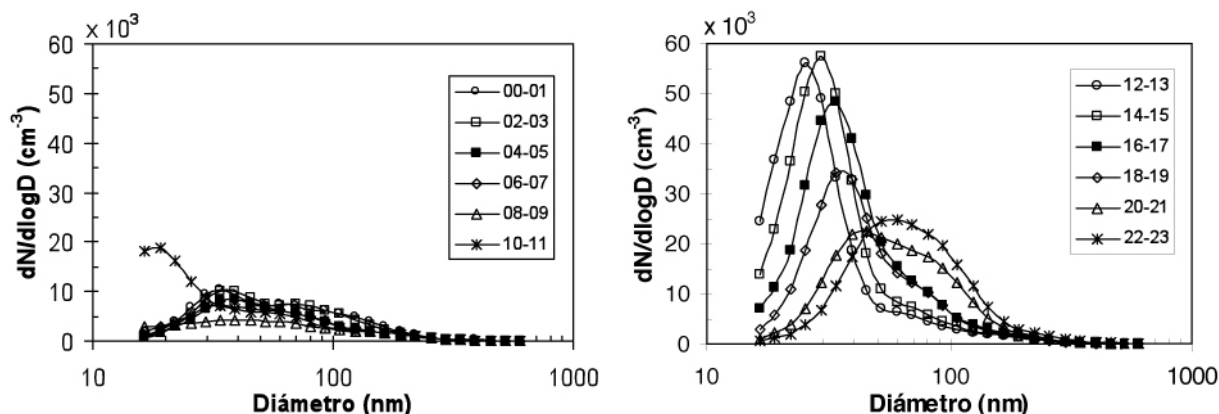


Figura 3.16. Evolución diurna de la distribución numérica en tamaño (2 horas de promedio) del evento de nucleación acontecido el 11 de abril de 2005 en El Arenosillo (Huelva).

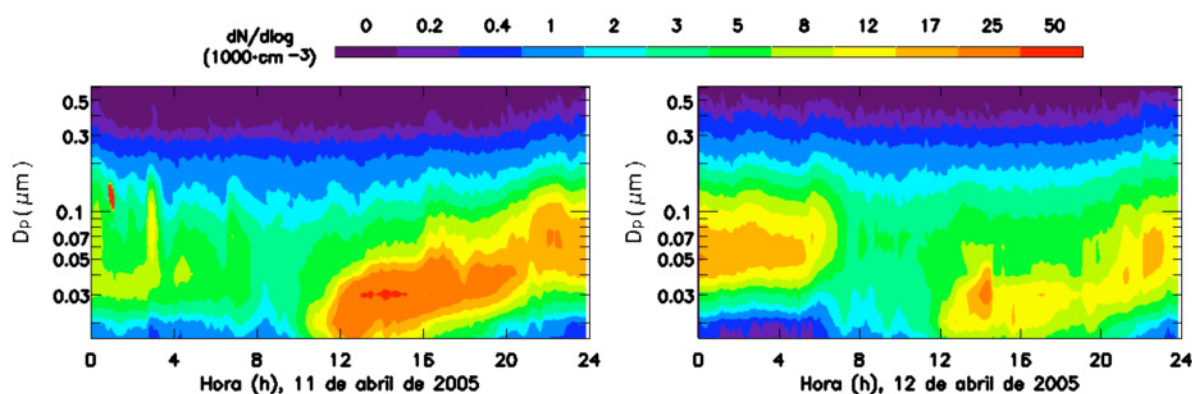


Figura 3.17. Evento de nucleación acontecido en El Arenosillo el día 11 de abril de 2005. Su enorme persistencia atmosférica es posible observarse por su larga duración. Dicho evento finalizó a las 7 a.m. del día 12 de abril de 2005.

En este ejemplo se observan las principales características de un evento de nucleación ocurrido en una masa de aire limpia. El incremento de la concentración en el modo de nucleación ocurre junto con el máximo de irradiancia solar, entre las 10 a.m. y las 12 p.m. El máximo de la distribución, a medida que pasa el tiempo, va realizando un barrido de diámetros desde el modo de nucleación hasta los diámetros superiores de modo Aitken. Dicho comportamiento puede observarse en la Figura 3.18, en el que el comportamiento del evento producido el 8 de junio en El Arenosillo es presentado.

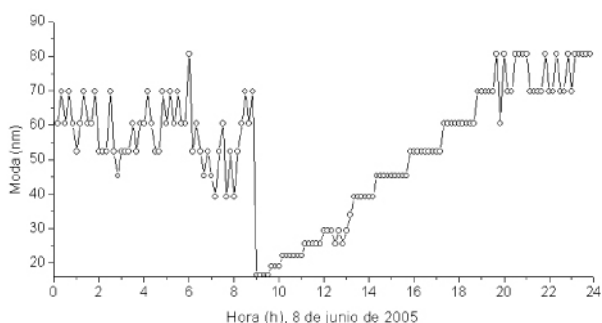


Figura 3.18. Evolución temporal de la moda de un evento de nucleación ocurrido en El Arenosillo el día 8 de junio de 2005.

A partir de las 9 a.m. se observa el crecimiento de las partículas hacia diámetros modales superiores con una velocidad de crecimiento casi constante. Dicho evento finalizó a las 7 p.m, tal y como muestra la finalización del crecimiento.

3.2.4. Velocidades de formación y de crecimiento de partículas en un evento de nucleación.

Matemáticamente, la velocidad de formación de las partículas, J_D , es igual al flujo de partículas que atraviesan un tamaño D debido a su crecimiento, estando definida por la Ecuación 19,

$$19. \quad J_D(t) = \left(\frac{dn(D_p, t)}{dD_p} \right)_D \times \left(\frac{dD_p}{dt} \right)_D$$

donde t es el tiempo y $n(D_p, t)$ es la distribución numérica de la partícula, (Kerminen et al., 2004).

Para poder aplicar la anterior ecuación es necesario conocer la función numérica de distribución de tamaños y la velocidad de crecimiento de las partículas, siendo muy raramente conocida este tipo de información. En vez de estimar una velocidad de formación instantánea, $J_D(t)$, habitualmente se promedia J_D durante un intervalo de tiempo Δt . La selección de Δt normalmente es la duración del evento de formación de la partícula, aunque en ocasiones intervalos más pequeños también son utilizados. Si se promedia en el tiempo, y se considera que J_D es una medida de la producción de concentración numérica de aerosoles, se obtiene la Ecuación 20,

$$20. \quad \left(\frac{\Delta N_{D, D_{max}}}{\Delta t} \right)_{observado} = J_D - \left(\frac{\Delta N_{D, D_{max}}}{\Delta t} \right)_{self-coag} - \left(\frac{\Delta N_{D, D_{max}}}{\Delta t} \right)_{coag-scav} - \left(\frac{\Delta N_{D, D_{max}}}{\Delta t} \right)_{transport}$$

donde $N_{D, D_{max}}$ es la concentración numérica total de las partículas en el rango (D, D_{max}) , siendo D el diámetro más pequeño detectable y D_{max} es el máximo tamaños considerado como partícula ultrafina.

El primer término en la ecuación anterior, es el cambio observado en $N_{D, D_{max}}$ durante Δt y puede ser obtenido desde las medidas de concentración numérica de las distribuciones de tamaño. La coagulación es el proceso por el cual las partículas colisionan unas con otras, debido a un movimiento relativo entre ellas, uniéndose para formar partículas mayores. El resultado neto será por tanto, una disminución continua en la concentración numérica y un incremento en el tamaño de la partícula. El segundo y tercer término representan las pérdidas de partículas en el rango de tamaños $[D, D_{max}]$ por coagulación con otros núcleos (self – coagulación) y por coagulación con partículas mayores preexistentes ($D_p > D_{max}$) (coagulación-scav). El último término representa la influencia del transporte de la masa de aire, teniendo en cuenta la deposición, dilución de la parcela de aire y el crecimiento de las partículas del modo de nucleación al de acumulación. Este último término puede llegar a ser importante en medidas realizadas en lugares con masas de aire no homogéneas o lugares sujetos a una fuerte dilución.

Cuando los efectos de la coagulación y el transporte son pequeños comparados con la producción de las partículas, la Ecuación 20 se reduce a:

$$21. \quad J_D \approx \left(\frac{\Delta N_{D, D_{max}}}{\Delta t} \right)_{observado}$$

En cuanto a la velocidad de crecimiento GR, su evaluación requiere información sobre la evolución en el tiempo del diámetro que corresponde al máximo del modo de nucleación, D_m .

Un ejemplo de ello es observable en la Figura 3.18, estando definida su expresión general por la Ecuación 22,

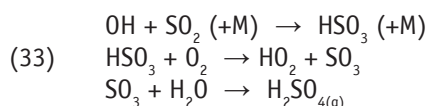
$$22. \quad GR = \frac{\Delta D_m}{\Delta t}$$

Esta ecuación no es correcta en el caso en el que se produzca una alta nucleación continua durante el crecimiento de la partícula, ya que la evolución de la moda no es sólo producida por el crecimiento en sí, sino por el nuevo aporte de partículas.

3.2.5. Gases precursores. Evidencias en diferentes ambientes atmosféricos.

La nucleación binaria del gas H_2SO_4 y del H_2O , ha sido por algún tiempo el mecanismo propuesto para la formación de nuevas partículas en la atmósfera (Kulmala et al., 1998), tal y como se mostró en la Figura 3.15. En la atmósfera, las partículas de sulfato se producen desde precursores gaseosos como el dióxido de sulfuro, emitidos a la atmósfera principalmente por diferentes fuentes de contaminación como por ejemplo la combustión de combustibles fósiles.

La oxidación del SO_2 es debida a la presencia de radicales OH formados en los procesos fotoquímicos seguidos por reacciones químicas térmicas, tal y como muestran las siguientes Ecuaciones,



La velocidad de nucleación depende principalmente de la temperatura, la humedad relativa y de la presión parcial del $\text{H}_2\text{SO}_{4(g)}$. Dicha velocidad podría ser aumentada hasta un orden de magnitud, por una disminución de la temperatura, un aumento de la humedad relativa o de la concentración de $\text{H}_2\text{SO}_{4(g)}$.

Mientras hay muchos estudios que muestran que las velocidades de formación son consistentes con las de la nucleación binaria, otros, especialmente los de la capa marina o sobre lugares continentales, indican que la velocidad de nucleación ambiente es mayor que la predica por dicha nucleación. Una explicación para esta discrepancia es la participación de una tercera molécula, el NH_3 , cuya presencia disminuye la presión de vapor del H_2SO_4 sobre la solución facilitando la nucleación $\text{H}_2\text{SO}_4 - \text{H}_2\text{O}$, (Korhonen et al., 1999). En este caso, denominado nucleación ternaria, la concentración de H_2SO_4 necesaria para producir nucleación es, varios órdenes de magnitud inferior al caso binario.

Las regiones consideradas como regiones fuente para la formación de aerosoles naturales son la libre troposfera, donde las temperaturas y la condensación del aerosol preexistente hacen que las pérdidas sean muy pocas, las zonas costeras donde la actividad biológica es fuerte y los eventos más largos y frecuentes son observados durante la baja marea, y las áreas forestales donde las emisiones VOC son muy altas.

3.2.6. Introducción sobre la instrumentación para su monitorización.

El instrumento que se utiliza para la caracterización de las partículas ultrafinas es denominado espectrómetro de partículas sub-micrométricas. En concreto, a continuación se va a presentar el denominado SMPS (*Scanning Mobility Particle Sizer*) de la casa TSI. Se compone de un clasificador electrostático, cuya función es discriminar el tamaño del aerosol, y un contador de partículas, el cual indica el número que hay por cada tamaño, Figura 3.19. Las partes fundamentales del clasificador son el impactador de entrada, la fuente radiactiva, el secador y la DMA (*Differential Mobility Analyzer*).

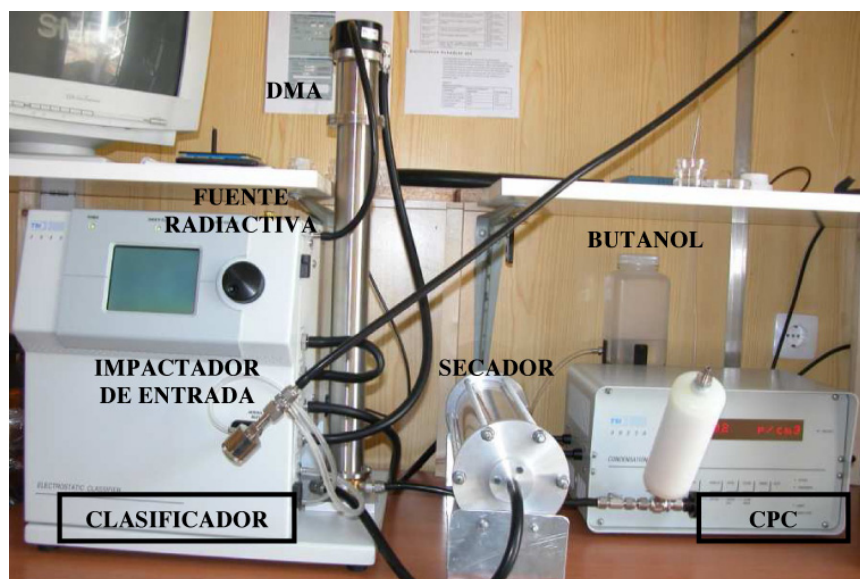


Figura 3.19. Espectrómetro de partículas sub-micrométricas SMPS en su forma habitual de operación en la Estación de El Arenosillo. Foto: Mar Sorribas.

El modo de operación de un SMPS es el siguiente (Knutson et al., 1975). Una muestra representativa del aerosol polidisperso (de varios tamaños) entra en el Clasificador Electrostático. A continuación se hace pasar a través de un impactador el cual separa las partículas en dos rangos: aquellas mayores con un cierto diámetro, las cuales no entran en el sistema, y aquellas con diámetro inferior que serán las que entrarán en el equipo.

El aerosol polidisperso, en el rango de tamaños que es capaz de atravesar el impactador de entrada, es expuesto a altas concentraciones de iones bipolares procedentes de una fuente radiactiva de Kr-85. Con ello se provoca la carga controlada de las partículas a una distribución conocida, consiguiéndose que a la salida de la fuente radiactiva todos los aerosoles tengan una o varias cargas (Wiedensohler et al., 1988).

Los aerosoles cargados entran en la DMA, que en la Figura 3.19 es identificada como la columna cilíndrica situada a la derecha del clasificador. Un analizador de la movilidad diferencial consiste en dos electrodos cilíndricos y concéntricos entre los cuales se realiza un barrido de diferencia de potencial, entre 0V y 10000V. Esto provoca un barrido del campo eléctrico en el espacio entre los dos electrodos, con lo que las partículas a la salida de la DMA son clasificadas acorde a su habilidad para atravesar dicho campo eléctrico, es decir en función de su movilidad eléctrica. Dado que la movilidad eléctrica de una partícula es inversamente proporcional a su tamaño, a la salida de la DMA se tiene un aerosol monodisperso con tamaño conocido.

Las partículas monodispersas entran en el *Condensation Particle Counter* (CPC) a través de un tubo de una longitud determinada, para que el tiempo entre la selección de tamaños realizado por el clasificador y el momento de conteo realizado por el CPC se pueda controlar adecuadamente. El aerosol, una vez dentro del CPC, cruza una zona que se encuentra a una temperatura de $(35^{\circ}\text{C} \pm 0.3^{\circ}\text{C})$ y la cual contiene butanol evaporado. A continuación atraviesa una cámara más fría con una temperatura de $(10^{\circ}\text{C} \pm 0.3^{\circ}\text{C})$, en donde se provoca la condensación del butanol sobre la superficie de la partícula la cual actúa como punto de nucleación. De esta forma se consigue incrementar el tamaño de la partícula hasta alrededor de $1\text{ }\mu\text{m}$, con lo que a continuación puede ser contada por métodos ópticos.

El aerosol entra en la cámara óptica la cual esta compuesta fundamentalmente por un láser y un fotodetector, que se encuentran a una temperatura de $(36^{\circ}\text{C} \pm 2.0^{\circ}\text{C})$, es decir superior a las presentes en las cámaras del condensador y saturador. De esta forma se consigue que no se produzca condensación del butanol que se encuentra alrededor de las partículas, sobre los componentes ópticos. En dicha cámara óptica, el aerosol atraviesa el láser produciendo una dispersión de la luz que genera un pulso eléctrico en el detector. El sensor de conteo aumenta por tanto en una unidad el número de partículas por cm^3 .

El resultado obtenido por un espectrómetro de partículas SMPS es la distribución de tamaños del aerosol en rango de tamaños sub-micrométricos. Un ejemplo puede observarse en la Figura 3.13a. Dicha distribución fue obtenida en las instalaciones de El Arenosillo (Huelva) durante julio de 2004, fecha en la que se inició la monitorización con este tipo de instrumentación, pudiendo ser considerada como la primera operativa de forma continua a nivel nacional, (Sorribas et al., 2009).

3.3. Bibliografía.

ADAME, J.A., BOLÍVAR, J.P., DE LA MORENA, B. (2009). *Surface ozone measurements in the Southwest of the Iberian Peninsula (Huelva, Spain)*, Environmental Science and Pollution Research, doi: 10.1007/s11356-008-0098-9.

ADAME, J.A., LOZANO, A., BOLÍVAR, J.P., DE LA MORENA, B., CONTRERAS, J., GODOY, F. (2008). *Behaviour, distribution and variability of surface ozone at an arid region in the South of Iberian Peninsula (Seville, Spain)*, Chemosphere, 70, 841-849. doi: 10.1016/j.chemosphere.2007.07.009.

BARON, P., WILLEKE, K. (2001), *Aerosol Measurements. Principles, Techniques and Applications*, Ed. John Wiley & Sons, Inc, pp.1131.

CHALUPA, D.C., MORROW, P. E., OBERDÖRSTER, G., UTELL, M.J., FRAMPTON, M.W. 2004. *Ultrafine particle deposition in Subjects with asthma*. Environmental Health Perspectives, 112, 8.

FINLAYSON-PITTS, B.J. Y PITTS, J. (2000). *Chemistry of the Upper and Lower atmosphere*. San Diego (USA). Academic Press, pp. 969.

- HAAGEN-SMIT, J. (1952). *Chemistry and physiology of Los Angeles smog*, Industrial Engineering Chemistry, 44, 1342-1346.
- IPCC. (2001). *Tercer informe de evaluación*. Panel Intergubernamental de cambio climático 2001. www.ipcc.ch.
- JACOBSON, M.Z. (2002). *Atmospheric Pollution*, Cambridge University Press, pp. 398.
- KERMINEN, V. M., LEHTINEN, K. E. J., ANTTILA, T., KULMALA, M. (2004). *Dynamics of atmospheric nucleation mode particles a timescale analysis*, Tellus, 56B, pp. 135-146.
- KNUTSON, E.O., WHITBY, K.T. (1975). *Aerosol classification by electric mobility: apparatus, theory and applications*, J. Aerosol Sci., 6, pp. 443-451.
- KORHONEN, P., KULMALA, M., LAAKSONEN, A., VIISANEN, Y., MCRAW, R., SEINFELD, J.H. (1999). *Ternary nucleation of H_2SO_4 , NH_3 , and H_2O in the atmosphere*, J. Geophys. Res., 104, pp. 26349-26353.
- KULMALA, M., LAAKSONEN, A., PIRJOLA, L. (1998). *Parameterizations for Sulfuric Acid/Water Nucleation Rates*, J. Geophys. Res., 103, pp. 8301-8307.
- SAIZ-LOPEZ, A., ADAME, J.A., NOTARIO, A., POBLETE J., BOLÍVAR, J.P., ALBALADEJO, J. (2009). *Year-round observations of NO , NO_2 , O_3 , SO_2 and toluene measured with a DOAS system in the industrial area of Puertollano, Spain*, Water, Air, Soil Pollution, 200, 277-288. doi: 10.1007/s11270-008-9912-8.
- KLOT, V.S., METER, A., AALTO, P., BELLANDER, T., BERGLIND, N., D'IPPOLITI, D., ELOSUA, R., HÖRMANN, A., KULMALA, M., LANKI, T., LÖWEL, H., PEKKANEN, J., PICCIOTTO, S., SUNYER, J., FORASTIERE, F. (2006). *Ambient air pollution is associated with increased risk of hospital cardiac readmissions of Myocardial infarction survivors in five European cities*, Circulation, DOI:10.1161/CIRCULATIONAH.105.548743.
- PIERCE, J.R., ADAMS, P.J. (2007). *Efficiency of cloud condensation nuclei formation from ultrafine particles*, Atmos. Chem. Phys., 7, pp. 1367-1379.
- SANZ, M., SÁNCHEZ, G., CALATAYUD, V., MINAYA, M., CERVERÓ, J. (2001). *“La contaminación atmosférica en los bosques: Guía para la identificación de daños visibles causados por ozono”*, Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Ministerio de Medio Ambiente.
- SEINFELD, J.H. Y PANDIS S.N. (1997). *Atmospheric Chemistry and Physics*, Ed. John Wiley & Sons, Inc, pp. 646.
- SORRIBAS, M. (2007). *Caracterización del aerosol atmosférico en un ambiente rural y costero en el Sur-oeste de Europa. La distribución de tamaños en el rango sub-micrométrico*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.
- SORRIBAS, M., CACHORRO, V.E., WEHNER, B., MOGO, S., WIEDENSOHLER, A., DE LA MORENA, B.A. (2010). *Characterization of sub-micron aerosol particle number size distribution in a coastal and rural environment at the SW of Spain*. (Presentación para publicación).
- WIEDENSOHLER, A. (1988). *An approximation of the bipolar charge distribution for particles in the submicron size range*, J. Aerosol Sci., 19, 3, pp. 387-389.

4. Radiación Solar Ultravioleta y el Ozono Estratosférico: Técnicas de Medida y Redes de Observación.

Dr. José Manuel Vilaplana Guerrero.
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

4.1. Introducción.

La contribución del ozono a la composición del aire no supone, incluso a la altura en que su concentración es máxima, más que un 0.01%. Tan pequeña proporción no hubiera nunca sido objeto de una especialidad si no fuera por su determinante importancia en el mantenimiento de la vida sobre la Tierra. En continua creación y destrucción por efecto de la radiación ultravioleta solar, este gas se distribuye constituyendo una capa alrededor de nuestro planeta y ha alcanzado su celebridad por la amenaza de destrucción, al menos parcial, a que se encuentra sometido, como resultado de la creciente contaminación antropogénica de la atmósfera.

Las consecuencias de un deterioro en la capa de ozono se derivan todas del importantísimo papel de este gas como pantalla que nos protege de la radiación UV. Por debajo de los 240 nm estamos protegidos por el oxígeno molecular, pero para λ mayores es el ozono el responsable de la absorción de la radiación ultravioleta.

Esta absorción de radiación UV, es la responsable de la estratificación térmica que caracteriza a la estratosfera, regula la temperatura de las capas bajas de la estratosfera, produciendo la inversión que impide los intercambios de masas de aire troposfera – estratosfera y que raramente las nubes superen la tropopausa. Así, la mayor parte de la masa de la atmósfera y la práctica totalidad del vapor de agua, por lo tanto el “tiempo” en nuestro planeta, están confinados en la troposfera y es difícil predecir las consecuencias que produciría un cambio de esta situación.

Por otra parte, la disminución del ozono provocaría una variación de la energía que alcanza la tierra, alterando el balance radiativo y en consecuencia se producirían cambios climáticos.

A pesar de todo esto, los mayores daños asociados al deterioro de la capa de ozono no corresponden a los aspectos climáticos sino a los biológicos. Un efecto enormemente peligroso de la radiación UV es su incidencia sobre las quemaduras solares, cáncer de piel y problemas oculares. Se ha comprobado asimismo el efecto letal de esta radiación en organismos unicelulares capaces de sintetizar aminoácidos a partir de elementos naturales. Su desaparición se vería seguida por la de diversos seres superiores que no podrían elaborar proteínas sin aminoácidos. Asimismo la mayor parte de los vegetales, y en particular los cereales, sufren un retardo en su crecimiento si se ven sometidos a dosis elevadas de radiación UV. Por último, el ADN es sensible a la radiación UV, por lo que su incremento puede producir mutaciones.

Resulta difícil evaluar los daños que tendrían lugar y la respuesta de la biosfera ante una modificación tan repentina de la atmósfera, especialmente a medio y largo plazo, pero existen suficientes evidencias de que se producirían alteraciones irreversibles en el equilibrio de los ecosistemas terrestres.

La radiación (UV) ultravioleta que alcanza la tierra es solamente una pequeña porción de la radiación que recibimos del sol. Sin embargo, la radiación UV que alcanza la superficie terrestre tiene una amplia variedad de efectos nocivos sobre los seres humanos y el ambiente (es decir, ecosistemas terrestres y marinos). Los efectos mejor conocidos de la radiación UV sobre las personas incluyen el eritema y la ceguera de la nieve, y también efectos positivos como la producción de la vitamina D. La radiación UV también se ha ligado a otras patologías como el cáncer, cataratas, supresión del sistema inmune, así como un gran número de problemas dermatológicos y oculares.

Los estudios sobre el impacto de la radiación UV en el medio ambiente requieren el conocimiento de la climatología y de los cambios en la radiación UV que han ocurrido en el pasado. Así pues, es de gran importancia el contar con bases de datos extensas y de calidad que permitan la reconstrucción de los diferentes escenarios climatológicos de estas variables a largo plazo.

Desde principios de los 90, ha habido un gran número de iniciativas a nivel mundial, europeo y nacional con el objeto de mejorar el conocimiento de los cambios en los niveles de radiación UV, y de los procesos que afectan a la radiación UV que alcanzan la tierra y de crear bases de datos estables y con métodos consensuados de QA/QC (Quality Control /Quality Accuracy) que engloben datos de tierra y de satélite, que presten un servicio a la comunidad científica internacional. Como ejemplo de los principales proyectos y redes que se han acometido coordinadamente entre diferentes países europeos y con financiación de la UE caben destacar: UVRAPPF, MAUVE, QASUME, SUVDAMA, EDUCE, las acciones COST Action 713 “*UV forecasting*” y COST 726 “*Long term changes and climatology of UV radiation over Europe*”. A nivel nacional merece especial mención la red nacional de medidas de UV gestionada por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) y varias redes autonómicas como las de la comunidad Valenciana, Extremadura, Cataluña, País Vasco, y actualmente en desarrollo la red Andaluza. A nivel mundial el World Ozone and Ultraviolet Data Center (WOUDC) en Canadá, constituye la mayor y más importante base de datos del planeta.

La Estación de Sondeos Atmosféricos “El Arenosillo” del INTA en Huelva, cuenta con la serie de medidas más larga en España con el Espectrofotómetro Dobson#120, que ha sido validada desde 1980, así como numerosa instrumentación para la medida de la radiación solar UV espectral y en banda ancha. El estudio de estas series a largo plazo en España, han posibilitado el conocimiento de la evolución de estos parámetros atmosféricos largo plazo sobre nuestras latitudes (Vilaplana, 2004).

4.2. El Ozono.

El ozono fue descubierto en 1839 por el científico alemán Schönbein. El nombre se debe a su intenso olor y deriva del vocablo griego *ozein*, “oler”. Diez años más tarde, Schönbein postula la existencia de este gas en el aire. Mientras tanto, otros científicos descubren que se trata de una molécula triatómica de oxígeno, O_3 . Hacia 1850 comienzan a realizarse medidas de ozono en el aire junto al suelo. Se utilizan papeles llamados ozonómetros, impregnados de sustancias químicas que se colorean al reaccionar con el ozono. Dichas medidas conducen a valores muy pequeños para las concentraciones.

La importancia del ozono como filtro de la radiación UV se descubrió en 1878. Hartley (Hartley, 1981a, 1991b) atribuyó la disminución de radiación UV al ozono, pero sus cálculos fueron desalentadores debido a que las concentraciones medidas hasta el momento eran demasiado pequeñas para provocar esa disminución. Como explicación, Hartley postuló que la mayor parte del ozono se debía encontrar en la alta atmósfera; pero su hipótesis no fue aceptada por la comunidad científica debido a que se conocía que la densidad de la atmósfera disminuye con la altura, por lo que no pareció aceptable que existiera más ozono en las capas altas que junto al suelo. Casi cuarenta años más tarde, Fabry y Buisson (1921) construyen un espectroscopio para medir la cantidad del gas en la atmósfera.

Es un gas tan escaso que no constituye ni siquiera una parte por millón del global de los gases de la atmósfera (tabla 4.1). Si lo pudiéramos separar del resto del aire y lo atrájesemos a la superficie de la tierra (en las condiciones normales de presión y temperatura) tendría solamente unos 3 milímetros de espesor, el canto de una moneda, que es bien poco en comparación con los 8 kilómetros de espesor que, en esas mismas condiciones, ocuparía todo el aire atmosférico.

De hecho, el ozono, cualquiera que sea la altura a la que nos refiramos, está en todas partes muy diluido. Incluso en los niveles estratosféricos de máxima concentración relativa es un componente muy minoritario de la mezcla de gases que componen el aire. Esa proporción de mezcla no supera, ni siquiera en el nivel máximo de los 35 km de altura, 10 partes de ozono por cada 1.000.000 de partes de volumen de aire (10 ppm); es decir, nunca, en ninguna altura, llega a representar ni el 0,001% del volumen total del aire.

Gases Permanentes		Gases Variables		
GAS	% Vol. aire seco	Gas y Partículas	% Vol.	Ppm
Nitrógeno (N_2)	78.08	Vapor de Agua (H_2O)	0 a 4	
Oxígeno (O_2)	20.95	Dióxido de Carbono (CO_2)	0.035	335
Argón (Ar)	0.93	Metano (CH_4)	0.00017	1.7
Neon (Ne)	0.0018	Oxido de Nitrógeno N_2O	0.00003	0.3
Helio (He)	0.0005	Ozono (O_3)	0.000004	0.04
Hidrógeno (H_2)	0.00006	Partículas	0.000001	0.01
Xenon (Xe)	0.000009	Clorofluorocarbonados	0.00000001	0.0001

Tabla 4.1: Composición de la Atmósfera (Ahrens, C.D., 1991).

El ozono de la estratosfera es una pantalla protectora contra los rayos ultravioleta solares, preserva nuestro medio ambiente y es esencial para la biosfera. En las últimas décadas han surgido voces de alarma denunciando la influencia de las actividades humanas en el delicado equilibrio de la capa de ozono. En primer lugar fueron los aviones que vuelan a grandes alturas, pero el fenómeno que ha conmovido a la opinión pública es el agujero de ozono que cada primavera austral se detecta en la Antártida. La alarma disparada en 1958, cuando la comunidad científica alerta del deterioro de

la capa de ozono en la región Antártida detectada por diversas estaciones, fue el evento que despertó el interés a nivel mundial por la necesidad de investigar la evolución de la capa de ozono y sus efectos sobre los niveles de radiación UV que alcanzan la superficie a nivel mundial.

4.2.1. Distribución Vertical, Espacial y Temporal de la Capa de Ozono.

4.2.1.1. Variación Vertical.

Si se tiene en cuenta solamente la concentración relativa de ozono, que depende tanto de la cantidad de ozono como de la densidad del aire, entonces sí es cierto que existe un máximo de la proporción de mezcla ozono/aire centrado en los 35 km de altitud, con respecto a las proporciones de ozono/aire en otras altitudes, más altas o más bajas.

Ahora bien, si atendemos a su concentración absoluta (número de moléculas de ozono por centímetro cúbico de aire), resulta que, por término medio, la concentración máxima de ozono tiene lugar más abajo, a unos 25 Km de altitud, entre la baja y media estratosfera. En ese nivel la concentración absoluta de ozono es de unas $5 \cdot 10^{12}$ moléculas por cada centímetro cúbico de aire, que viene a representar alrededor de la millonésima parte del número total de moléculas de aire que existen a esa altura en cada centímetro cúbico.

En la troposfera, la concentración absoluta por unidad de volumen es 10 veces inferior. El ozono troposférico, cuyo valor en el perfil vertical de la concentración relativa parece casi nulo, supone en términos absolutos, sin embargo, un 10% del ozono total atmosférico, cantidad no desdeñable en el proceso de absorción de la radiación ultravioleta.

La figura 4.1 muestra el perfil vertical de ozono obtenido en tres sondeos verticales mediante globo libre en El Arenosillo en el verano de 1997. Como puede verse en los tres sondeos la máxima concentración de ozono se encuentra alrededor de los 25 Km de altura, como es de esperar para latitudes medias.

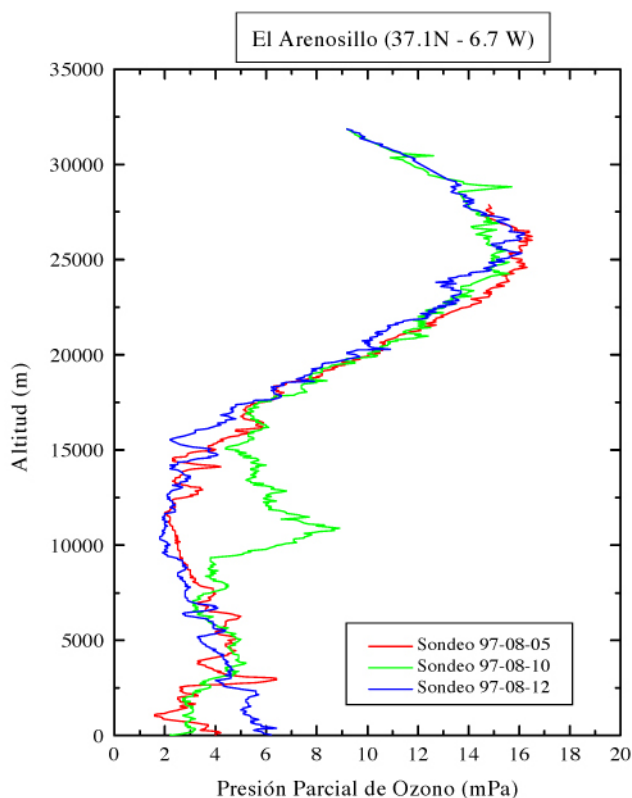


Figura 4.1. Ejemplo de perfil vertical de ozono obtenido por tres radiosondeos con globo libre en El Arenosillo en Agosto de 1997.

4.2.1.2. Variabilidad Especial.

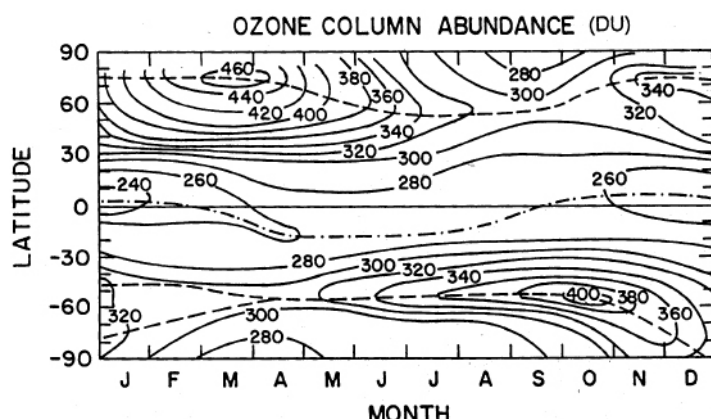


Figura 4.2. Distribución planetaria promedio del ozono en función del mes del año y de la latitud.

La capa de ozono que envuelve el planeta no tiene un espesor constante, sino que varía dependiendo de la latitud y de la época del año. Los límites extremos son aproximadamente entre 100D.U. y 500D.U. El límite inferior de 100 D.U. ha sido ya rebajado en alguna ocasión en el Polo Sur (91 D.U., el 12 de Octubre de 1993). El límite superior de 500 D.U. ha sido alcanzado en invierno, también en latitudes altas.

Si los niveles de ozono vinieran condicionados sólo por su producción, debida fundamentalmente al Sol, cabría esperar que el espesor mayor se diese allí en donde a lo largo del año la insolación es más intensa, es decir, en el Ecuador. Sin embargo, como veremos más adelante, la distribución del ozono responde a un balance entre la producción y la pérdida en cada lugar, así como al transporte de unas regiones de producción neta a otras de pérdida neta.

El transporte es dirigido por los vientos variables de la estratosfera, por lo cual sobre un mismo lugar se originan importantes fluctuaciones diarias, fuertes variaciones estacionales y una gran variabilidad interanual.

La circulación está provocada por los cambios de presión debidos a la diferencia de temperaturas y, como sabemos, la temperatura de la estratosfera está regulada por la absorción de radiación UV debida al ozono. Estos vientos se dirigen desde el polo del hemisferio de verano, con temperaturas estratosféricas máximas debidas a la elevada cantidad de ozono, al polo que se encuentra en invierno, donde las temperaturas son mínimas debido a la ausencia de radiación en la “noche invernal”. Estas corrientes de transporte producen el máximo del final del invierno.

El carácter alternativo de las corrientes hace que el esquema de evolución anual se repita en el hemisferio sur, con el lógico desfase de seis meses por la diferencia de estaciones.

Sin embargo, la distinta distribución de tierras y mares modifica ligeramente los esquemas circulatorios, conduciendo a concentraciones algo más bajas que en el hemisferio norte.

Debido pues al balance entre la producción, la destrucción y el transporte, resulta que las mayores cantidades medias anuales de ozono no se encuentran sobre el Ecuador, donde los niveles son típicamente de unas 260 D.U., o incluso menos, sino cerca de los Polos. Es precisamente cerca del Polo Norte, en donde se alcanzan las medias anuales máximas, superiores a las 350 D.U., que al final del invierno o principio de la primavera suelen superar las 450 D.U.. El transporte desde otras latitudes más bajas, y no la producción *in situ*, casi nula, justifica este máximo. Por lo tanto, en los cómputos anuales, existe un gradiente meridional positivo de ozono desde el Ecuador hacia ambos Polos.

No deja de parecer paradójico que sea en las latitudes en donde se alcanzan los mayores niveles de radiación solar, esto es, en las latitudes tropicales, en donde la capa protectora de ozono es más delgada.

4.2.1.3. Variabilidad Temporal.

En cuanto a las variaciones estacionales, éstas no son las mismas en unas latitudes y otras. Son muy pequeñas, de casi un 0%, en las latitudes tropicales, pero pueden llegar a ser de casi un 50% en las latitudes polares. En las latitudes templadas, los cambios estacionales, con el máximo en primavera y el mínimo en otoño, son del orden de un 25%.

Sobre los lugares situados en las latitudes medias, y sobre todo en latitudes altas, puede haber también cambios diarios muy bruscos, de hasta un 20%, de un día para otro. Estos cambios están ligados a la circulación de los vientos estratosféricos y a las variaciones de los campos de presión. Generalmente a las situaciones anticiclónicas les suele corresponder menores cantidades de ozono que a las situaciones depresionarias, debido a la compresión o adelgazamiento que entonces suele sufrir la baja estratosfera. Estas grandes variaciones en cortos períodos están pues íntimamente ligadas a las situaciones de tiempo y en concreto a lo que en meteorología se denomina la vorticidad.

Incluso el cómputo total del ozono atmosférico presenta variaciones ligadas a la circulación general estratosférica, por lo que dentro de un mismo año la cantidad global oscila con una amplitud de unas 10 D.U.

En cuanto a la variación interanual existen dos ciclos conocidos. Uno de ellos es el que va ligado a los ciclos, de aproximadamente 11 años, de la actividad solar. En los años de máxima actividad solar, el ozono total del Planeta puede ser superior en un 2% al de los años de mínimo solar (unas 6 D.U.).

Otro de los ciclos es casi bienal, de menor amplitud, y ligado a los cambios de la circulación estratosférica sobre el Ecuador, la denominada QBO (*quasi biennial oscillation*). También se han encontrado cambios que parecen estar ligados al fenómeno de El Niño, anormal distribución de temperaturas y presiones en la zona pacífico ecuatorial, relacionado a su vez con la QBO.

4.3. Radiación Solar Ultravioleta.

4.3.1. Introducción: El Espectro Solar.

La energía que recibe la Tierra proviene de una capa relativamente delgada (1000 km de espesor) del Sol, llamada fotosfera o corteza, que se encuentra a elevada temperatura (4000-6000 K). La energía que mantiene esta temperatura tiene su origen último en reacciones termonucleares de fusión que se producen en la parte central del Sol (núcleo e interior) y que transforman en cada segundo cuatrocientos millones de toneladas de hidrógeno en helio aproximadamente. Desde allí, la energía alcanza las capas externas mediante procesos radiativos y convectivos.

La radiación emitida por el Sol comprende una gama continua y muy extensa de longitudes de onda que van desde los rayos gamma a las ondas de radio, pasando por los rayos X, ultravioleta (UV), visible, infrarrojo (IR) y microondas (figura 4.3).

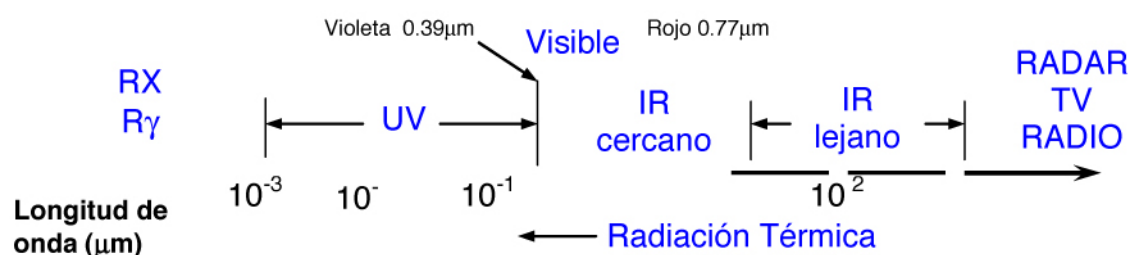


Figura 4.3. Espectro de radiación electromagnética.

Esta radiación está constituida por fotones, cada uno de los cuales lleva asociada una determinada energía que está en razón inversa a su longitud de onda. Es por esto que la emisión de radiación correspondiente a la región del visible (aunque presenta mayor irradiancia) es menos energética que la perteneciente a la zona UV, que es la responsable de la disociación e incluso de la ionización de algunos de los gases presentes en la atmósfera (O_3 , SO_2 , NO_2 , O_2 , N_2); es fundamentalmente el ozono, tanto por abundancia como por sección eficaz, el gas más importante absorbiendo radiación ultravioleta en la estratosfera.

Se puede comparar el espectro de irradiancia solar con las características emisoras de un cuerpo negro (Ley de Kirchhoff) a la temperatura de 5777 K, extendiéndose su emisión efectiva entre 0.2 y 3 μm . El Sol emite su máximo de intensidad o irradiancia alrededor de las 0.5 μm según la ley de desplazamiento de Wien. La región 0.4-0.7 μm se denomina región visible y la que va de 0.7 μm hasta 3 μm es la región infrarroja. Por debajo de 0.4 μm tenemos la región del ultravioleta. Las radiaciones comprendidas entre los 100 y 200 nm se encargan de disociar el oxígeno molecular y, por tanto, son las

responsables de la abundancia de oxígeno atómico a 80 Km. de altura. Entre los 200 y 330 nm es el ozono quien impide que esta parte del espectro alcance la superficie de la Tierra. El resto de las radiaciones en el rango solar llegan en su mayor parte (es decir la atmósfera es bastante transparente a la radiación solar), y únicamente son atenuadas por los fenómenos de *scattering* (moléculas y aerosoles) y por la absorción selectiva de algunos componentes gaseosos de la atmósfera como H_2O , O_2 , NO_2 , etc., fundamentalmente el primero.

Tras el descubrimiento del tan famoso “agujero de ozono” en la Antártida (1984) y el reconocimiento de la comunidad científica de la progresiva destrucción de la *capa de ozono* como consecuencia de la actividad antropogénica, se hace necesario el medir la radiación solar ultravioleta, especialmente en la región espectral donde la absorción del ozono es más efectiva y la radiación es más peligrosa para la vida del planeta. Esta región se conoce como UV-B y está definida entre 280 nm y 315 nm.

La irradiancia UV-B que alcanza la superficie viene condicionado básicamente por el ángulo cenital solar (a su vez condicionado por la posición geográfica y época del año), depende además del contenido de ozono, y de otros parámetros locales como son el régimen de nubosidad, el aerosol natural y antropogénico, la contaminación, la altitud sobre el nivel del mar, albedo del lugar, etc.

Por ello, la comunidad científica internacional está realizando un gran esfuerzo para establecer una red de monitorización de la radiación UV-B con una distribución adecuada y con instrumentos que garanticen la fiabilidad de las medidas.

Incluso en pequeñas dosis, la radiación ultravioleta UV-B (280 - 315nm) puede causar serios problemas en la salud humana: cataratas, cáncer de piel, cambios genéticos en el DNA y disminución de la eficiencia del sistema inmunológico. Según estudios realizados para los registros de El Arenosillo, una disminución del 1% en el contenido total de ozono, tiene como consecuencia un aumento de alrededor del 1.3% en la irradiancia UV-B efectiva para la piel humana en condiciones de cielo despejado (Vilaplana et al, 1998). Este factor de amplificación de la radiación (RAF) de 1.3 es coherente con el obtenido por otros autores.

4.3.2. Radiación ultravioleta efectiva.

Los procesos químicos y biológicos responden de diferente modo a las diferentes partes del espectro UV. La efectividad relativa a diferentes longitudes de onda debe de determinarse con el fin de establecer su respuesta a las variaciones del contenido total de ozono. La efectividad de la irradiancia UV, viene dada por:

$$1. \quad E = \int F(\lambda)W(\lambda)d\lambda$$

Donde $W(\lambda)$ es la función de peso, o espectro de acción, para un efecto biológico o químico específico, y $F(\lambda)$ es la irradiancia espectral para un lugar y un momento determinado.

El procedimiento de pesado en la región UV es muy necesario porque la irradiancia espectral UV crece muy rápidamente con la longitud de onda, mientras que los efectos biológicos habitualmente crecen hacia longitudes de onda más cortas. Como resultado, las irradiancias pesadas con diferentes espectros de acción presentan diferente respuesta a las variaciones de la forma del espectro solar que en la región ultravioleta presenta una especial sensibilidad al ángulo cenital solar y a las variaciones del contenido total de ozono.

Ello nos lleva a definir una serie de índices basados en la respuesta de los diferentes sistemas biológicos que vienen dados por los espectros de acción de efectividad.

De todos los espectros de acción de efectividad biológica el más popular es el espectro de acción eritémica de la CIE (*Commission Internationale de l'Eclairage*), por ser el eritema (enrojecimiento de la piel como consecuencia de la exposición al Sol) el más cotidiano de los efectos sobre la población.

Se define la irradiancia efectiva eritémica como la obtenida al integrar la irradiancia espectral pesada por el espectro de acción de referencia CIE (*Commission International d'Eclairage*, 1987) hasta 400nm y normalizado a 1 en 297 nm.

En la figura 4.4 se puede ver que la mayor contribución al eritema recae sobre las longitudes de onda más cortas, presentando un fuerte gradiente negativo al aumentar la longitud de onda. Por otra parte, la irradiancia solar espectral en la región ultravioleta presenta un fuerte gradiente positivo con la longitud de onda. La conjunción de estos dos efectos hace que la máxima contribución eritémica a nivel espectral recaiga en la región entre los 305 y 310 nm.

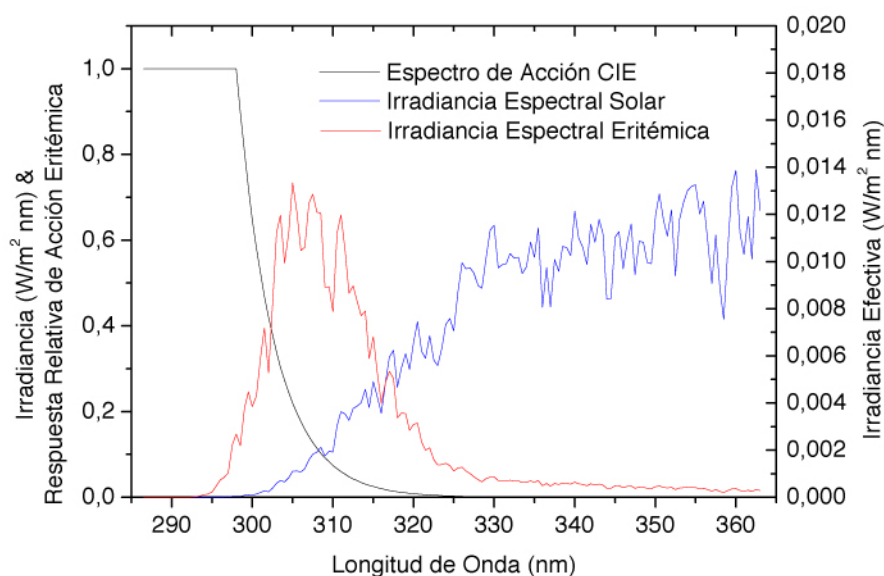


Figura 4.4. Espectro de acción de la CIE y ejemplo de irradiancia efectiva calculada a partir de un espectro medido con un Brewer de doble monocromador.

4.3.3. Dosis Mínima Eritémica (MED).

Las quemaduras de la piel como consecuencia de la exposición al sol es uno de los efectos negativos más frecuentes en la piel humana el espectro de acción eritemático de la CIE es el más recomendado para cuantificar este efecto.

La Dosis Mínima Eritémica (MED) se define como la dosis de radiación UV efectiva que causa un enrojecimiento perceptible en la piel humana no expuesta previamente. No obstante, no todos los individuos presentan la misma sensibilidad a la radiación UV debido a la diferente pigmentación natural de cada persona. Así pues, 1 MED puede variar en la población europea entre 210 y 450 J/m² y en consecuencia, el tiempo necesario para acumular una dosis de 1 MED dependerá del tipo de piel.

Una persona puede conocer de forma sencilla su grado aproximado de sensibilidad a la radiación UV en base al color natural de su piel y la tendencia a quemarse o a broncearse nada, lentamente con un color final suave, o rápido y con bronceado final intenso. El color natural de la piel debe observarse en áreas habitualmente no expuestas a la luz, como la zona interna del brazo o muslo. Se consideran 4 tipos básicos de piel:

Tipo de piel	Se Quema	Pelo	Ojos	1 MED
I	Siempre	Pelirrojo	Azules	210 J/m ²
II	A Veces	Rubio	Az.-Verdes	250 J/m ²
III	Pocas	Castaño	Gris-Marrón	350 J/m ²
IV	Nunca	Negro	Marrones	450 J/m ²

Tabla 4.1. Valor del MED en función del tipo de piel y características generales del tipo de piel.

4.3.4. El Índice Ultravioleta UVI.

Con el fin de poder transmitir a la población información sobre los efectos y nivel de radiación ultravioleta a que se ve expuesto quien desarrolla algún tipo de actividad al aire libre, se define un índice ultravioleta (UVI) fácil de difundir y de entender por la población.

Inicialmente, este UVI se formuló independientemente para varios países, pero finalmente se ha estandarizado su definición y se ha publicado como una recomendación conjunta de la Organización Mundial de la Salud (WHO), la Organización Meteorológica Mundial (WMO), el Programa Medioambiental de las Naciones Unidas (UNEP) y la Comisión Internacional de Radiación No-ionizante ICNIRP. El UVI pretende ser un parámetro útil a la población a la hora de planear sus actividades al aire libre de forma responsable atendiendo a la sensibilidad particular de cada individuo a la radiación ultravioleta determinada por el tipo de piel.

Así pues, el UVI es una medida de los niveles de radiación UV relativo a sus efectos sobre la piel humana.

Numéricamente se expresa como el producto de la irradiancia efectiva integrada (W/m^2) multiplicado por 40. Por tanto tenemos:

$$2. \quad UVI = 40 \int_{280nm}^{400nm} Irr(\lambda) CIE(\lambda) d(\lambda)$$

Ejemplo: irradiancia efectiva de $0.2 W/m^2 * 40 \Rightarrow UVI=8.0$

Si se presentan medidas directas del UVI se recomienda usar medias de 5-10 minutos, y si lo que se presenta es el valor máximo diario se deben usar medias de 30 minutos de la irradiancia efectiva en torno al mediodía.

Atendiendo a esta definición, se establecen cuatro categorías para el índice ultravioleta, de modo que se considera bajo si el índice UV se mantiene menor que 4, moderado si el índice UV está entre 4 y 7, alto para valores comprendidos entre 7 y 9 y extremo si el índice UV supera el valor 9.

INDICE UV	
Menor que 4	Bajo
Entre 4 & 7	Moderado
Entre 7 & 9	Alto
Mayor de 9	Extremo

.....
Tabla 4.2. Categorías del índice ultravioleta UVI.

Naturalmente no todas las personas son igualmente sensibles al Sol. Las pieles morenas son más resistentes que las pieles blancas o que los niños. Es por ello por lo que en función del ÍNDICE UV y del tipo de piel, será necesario adoptar unas u otras medidas de forma personalizada. Hay evidencias de que ciertos cánceres de piel se relacionan más con la cantidad de radiación recibida por la piel durante la infancia que con la recibida en la vida adulta.

4.4. Técnicas de Medida del Contenido Total de Ozono.

4.4.1. Espectrofotómetro Dobson.

La medida del contenido total de ozono con el espectrofotómetro Dobson se basa en medir la diferencia relativa de la intensidad con la que nos llega la radiación ultravioleta emitida directamente por el Sol o la Luna en distintos pares de longitudes de onda, conforme a ley de Beer y, de forma indirecta, por la luminosidad del cémit.

Estos pares de longitudes de onda son los que citamos anteriormente como A, C, C' y D, que expresados en manómetros corresponden a:

A	C	C'	D
305.5 – 325.4	314.4 – 332.4	332.4 – 453.6	317.6 – 339.8

.....
Tabla 4.3. Pares de longitudes de onda empleados por el espectrofotómetro Dobson.

El par A, por ejemplo, consta de 305.5 nm, que es fuertemente absorbida por el ozono, y de 325.4 nm, que llega a nosotros con mayor intensidad por presentar una leve absorción por el ozono. En el exterior de la atmósfera las intensidades que se registran en estas dos longitudes de onda son esencialmente iguales. En el recorrido de ambos haces a través de la atmósfera ambos rayos se ven atenuados por el *scattering* de las moléculas de aire (Rayleigh) y por los aerosoles; adicionalmente, $\lambda = 305.5$ nm es fuertemente atenuada al atravesar la capa de ozono, mientras que la atenuación registrada por este motivo a $\lambda = 325.4$ nm es relativamente pobre. Así pues, un incremento del contenido total de ozono presente en la atmósfera se traduce en una mayor absorción en $\lambda = 305.5$ nm con su consiguiente pérdida de intensidad, mientras que $\lambda = 325.4$ nm permanece prácticamente inalterable.



Figura 4.5. Fotografía del espectrofotómetro Dobson#120 en "El Arenosillo".

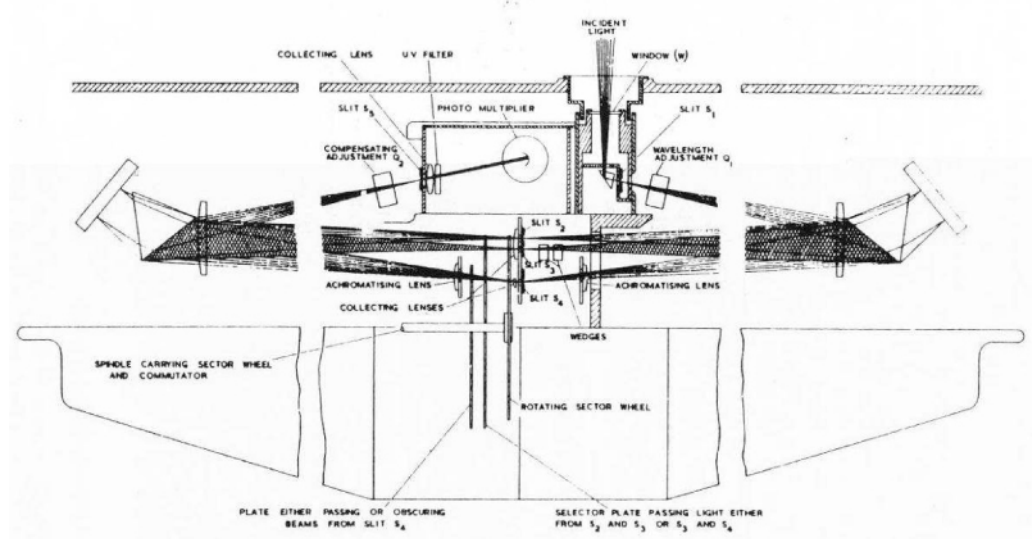


Figura 4.6. Esquema óptico del espectrofotómetro Dobson.

Las observaciones se realizan atendiendo a las recomendaciones de la OMM a unos ángulos solares determinados. En la práctica todos los observatorios equipados con este sistema realizan cinco observaciones diarias a unas μ prefijadas siempre que las condiciones meteorológicas lo permitan.

Para una observación del contenido total de ozono con un par de longitudes de onda como A, C, D o C' (Komhyr et al., 1993), la ecuación se puede expresar como:

$$3. \quad X = \{N - (\beta - \beta')m - (\delta - \delta')\sec(z)\} / (\alpha - \alpha')\mu$$

Donde:

X = Contenido total de ozono expresado en unidades Dobson (D.U.) y N es el espesor óptico total de la atmósfera por la masa de aire absoluta.

$$4. \quad N = L - L' = \log \frac{I}{I_0} - \log \frac{I'}{I'_0} = \log \left[\frac{I}{I_0} \frac{I'_0}{I'} \right]$$

I_0 y I'_0 = las intensidades fuera de la atmósfera de la longitud de onda corta y larga respectivamente del par seleccionado.

I y I' = las intensidades medidas en la superficie de la tierra de la longitud de onda corta y larga respectivamente.

β y β' = los coeficientes de *scattering* de Rayleigh de la longitud de onda corta y larga respectivamente.

δ y δ' = los coeficientes de *scattering* por aerosol de la longitud de onda corta y larga respectivamente.

α y α' = los coeficientes de absorción del ozono de la longitud de onda corta y larga respectivamente.

m = la razón entre los caminos ópticos real y el vertical de la radiación solar a través de la atmósfera, teniendo en cuenta la refracción y la curvatura de la Tierra.

p y p_0 = presión al nivel de la estación y del mar respectivamente.

Z = ángulo cenital solar aparente.

μ = la razón entre los caminos ópticos real y vertical a través de la capa de ozono. La altura media de la capa de ozono se sitúa a 22 Km.

$$5. \quad m = \{ \sec z - 0.0018167(\sec z - 1) - 0.002875(\sec z - 1)^2 - 0.0008083(\sec z - 1)^3 \} \frac{p}{p_0}$$

$$6. \quad \mu = \frac{(R + h)}{\sqrt{(R + h)^2 - (R + r)^2 \sin^2 Z}}$$

Donde:

R = radio medio de la Tierra (6371.229 km).

r = la altura de la estación sobre el nivel del mar.

h = la altura de la capa de ozono sobre el nivel del mar.

La dificultad en esta expresión se presenta a la hora de evaluar el término $\delta - \delta'$ correspondiente al coeficiente de *scattering* por aerosol. Para solventar este problema lo que se hace en la práctica es medir en dos pares de longitudes de onda.

En la práctica, todas las medidas se hacen con un doble par y referenciadas a los pares AD que son los recomendados por la *International Ozone Commission*. Se seleccionan otros pares en aquellas estaciones donde no es posible hacer medidas a sol directo, que es el requerimiento para usar el par AD. Así pues vamos a reescribir la expresión anterior para el par A y D para posteriormente expresarlo en función de los dos pares para eliminar el efecto *scattering* del aerosol.

$$\begin{aligned}
7. \quad X_A &= \frac{N_A}{1.748\mu} - 0.066 \frac{m}{\mu} - \frac{(\delta - \delta')_A}{1.748} \frac{\sec(Z)}{\mu} \\
X_D &= \frac{N_D}{0.360\mu} - 0.289 \frac{m}{\mu} - \frac{(\delta - \delta')_D}{0.360} \frac{\sec(Z)}{\mu} \\
X_{AD} &= \frac{N_A - N_D}{1.388\mu} - 0.009 \frac{m}{\mu} - \frac{(\delta - \delta')_A - (\delta - \delta')_D}{1.388} \frac{\sec(Z)}{\mu}
\end{aligned}$$

Como el *scattering* por aerosoles en el par A y D son semejantes, podemos eliminar el último término y la expresión nos queda:

$$8. \quad X_{AD} = \frac{N_A - N_D}{1.388\mu} - 0.009 \frac{m}{\mu}$$

Donde N_A y N_D han sido determinados mediante la lectura del dial del espectrofotómetro Dobson.

4.4.2. Espectrorradiómetro BREWER MK-III.

El espectrofotómetro Brewer está diseñado para la medida del contenido total del ozono y SO_2 (NO_2 opcional), determinar perfiles verticales de ozono en la atmósfera por el método Umkehr y el espectro de irradiancia ultravioleta. Este sistema funciona de forma totalmente automática ejecutando a una serie de comandos prefijados en una rutina de trabajo (*schedule*) atendiendo al criterio de ángulos cenitales y está diseñado para trabajar a la intemperie.

El sistema completo está constituido por un trípode, un *tracker* o sistema de seguimiento azimutal sobre el que se monta la caja sellada que alberga al espectrofotómetro y un ordenador PC desde el que se controla el sistema y almacena la información registrada.

El espectrofotómetro consta de un sistema óptico de entrada, en el que tenemos dos posibilidades, a través de un receptor coseno (domo) o a través de un prisma que apunta directamente al sol. La elección del receptor se hará en función del tipo de observación (sol directo, luz cenital, global ultravioleta o lámparas de calibración). El seguimiento del sol así como la atenuación del haz mediante dos ruedas de filtros para adaptar la señal al nivel óptimo de operación del sistema sin que se sature, se hacen de forma automática (Kerr et al, 1985).

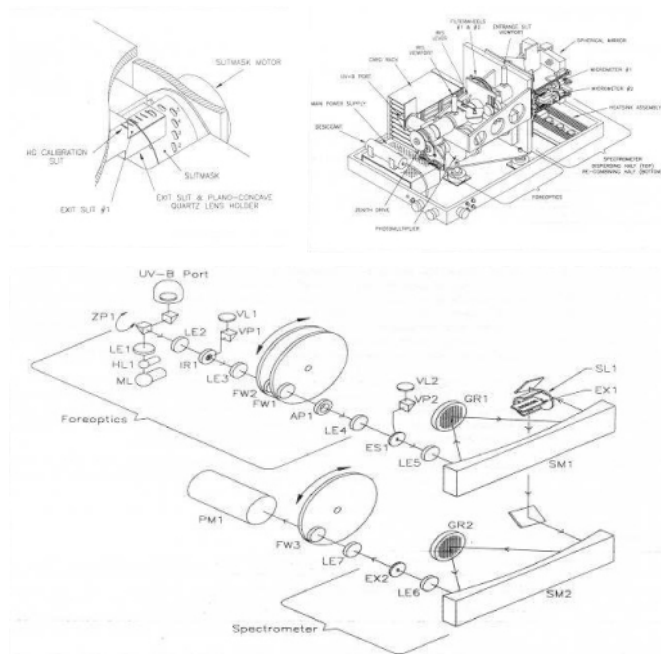


Figura 4.7. Fotografía del espectrofotómetro Brewer MK-III #150 en "El Arenosillo".

El principio de medida del espectrofotómetro Brewer es el mismo que el del Dobson. El contenido total de ozono se calcula por medidas relativas de la intensidad de luz a ciertas longitudes de onda que para el caso del Brewer son cinco longitudes de onda en lugar de los pares de longitudes de onda empleados por el Dobson.

El espectrofotómetro Brewer mide la intensidad de la luz en el espectro de absorción del ozono en cinco longitudes de onda con una resolución de 0.6 nm: $\lambda_1=306.3$ nm, $\lambda_2=310.1$ nm, $\lambda_3=313.5$ nm, $\lambda_4=316.8$ nm y $\lambda_5=320.1$ nm. El SO_2 presenta una fuerte absorción en esta región solapada en parte con la absorción por el ozono. La primera (λ_1) está localizada en un máximo de absorción del SO_2 , mientras que λ_2 y λ_5 presentan una absorción considerablemente inferior (Kerr, 1981), (Kerr, 2002).

La medida de la intensidad de la radiación solar directa a estas cinco longitudes de onda la podemos expresar conforme a la ley de Beer como:

$$9. \quad \log I_{\lambda} = \log I_{0\lambda} - \beta_{\lambda} m - \delta_{\lambda} \sec \theta - \alpha_{\lambda} O_3 \mu - \alpha_{\lambda}^1 SO_2 \mu^1$$

Donde:

I_{λ} = es la intensidad de la luz medida en la longitud de onda λ .

$I_{0\lambda}$ = es la intensidad extraterrestre (en el techo de la atmósfera) en λ .

β_{λ} = es el coeficiente de scattering de Rayleigh en λ .

m = es el número de atmósferas que recorre la luz a través de la atmósfera.

δ_{λ} = es el coeficiente de scattering del aerosol en λ .

$\sec \theta$ = es la secante del ángulo cenital solar.

α_{λ} = es el coeficiente de absorción del ozono en λ .

O_3 = es el contenido total de ozono.

μ = es el incremento geométrico efectivo del camino óptico a través de la capa de ozono; o sea, la razón entre los caminos ópticos real y vertical a través de la capa de ozono.

α_{λ}^1 = es el coeficiente de absorción del SO_2 .

SO_2 = es el contenido total de SO_2 .

μ^1 = es el incremento geométrico efectivo del camino óptico a través de la capa de SO_2 .

De la ecuación 9 podemos formular la siguiente expresión para las longitudes de onda de λ_2 a λ_5 del Brewer:

$$10. \quad F = F_0 - \Delta \beta m - \Delta \delta \sec \theta - \Delta \alpha O_3 \mu - \Delta \alpha^1 SO_2 \mu^1$$

Donde:

$$\begin{aligned} 11. \quad F &= \log I_2 - 0.5 \log I_3 - 2.2 \log I_4 + 1.7 \log I_5 \\ F_0 &= \log I_{02} - 0.5 \log I_{03} - 2.2 \log I_{04} + 1.7 \log I_{05} \\ \Delta \beta &= \beta_2 - 0.5 \beta_3 - 2.2 \beta_4 + 1.7 \beta_5 \\ \Delta \delta &= \delta_2 - 0.5 \delta_3 - 2.2 \delta_4 + 1.7 \delta_5 = 0 \\ \Delta \alpha &= \alpha_2 - 0.5 \alpha_3 - 2.2 \alpha_4 + 1.7 \alpha_5 \neq 0 \\ \Delta \alpha^1 &= \alpha_{\lambda_2}^1 - 0.5 \alpha_{\lambda_3}^1 - 2.2 \alpha_{\lambda_4}^1 + 1.7 \alpha_{\lambda_5}^1 = 0 \end{aligned}$$

Para la medida del contenido total de ozono con el Brewer se ha supuesto, al igual que hicimos para el Dobson, que el *scattering* por aerosoles presenta una variación lenta y monótona con la longitud de onda con lo que hemos podido eliminar este término según se describe en las ecuaciones anteriores. Si reescribimos la ecuación X ignorando los términos que hemos despreciado, nos queda:

$$12. \quad F + \Delta\beta m = F_0 - \Delta\alpha O_3 \mu$$

Una vez conocidos los valores de F_0 y $\Delta\alpha$, es posible determinar el contenido total de ozono sustituyendo la medida de F dentro de la expresión 12.

4.5. Técnicas de Medida de la Radiación Solar Ultravioleta.

El principal interés de las medidas de radiación UV es el incremento de ésta debido a la disminución de la columna total de ozono. Así pues, sería deseable poder detectar cambios en la irradiancia espectral UV debidas a una variación del 1% en la columna vertical de ozono.

Los instrumentos para la medida de la radiación solar ultravioleta pueden ser espectrales, de banda estrecha o de banda ancha.

La idoneidad del tipo de instrumento a utilizar dependerá del objeto de la investigación o de la aplicación a la que se van a destinar los datos registrados. Los espectrorradiómetros son en general los instrumentos capaces de generar una información más completa de la que son derivables un mayor número de subproductos; no obstante, los costes de adquisición y mantenimiento de este tipo de instrumentos superan ampliamente a los de banda ancha y estrecha. Así pues, si lo que queremos por ejemplo, es crear una red para la medida de la irradiancia eritemática sobre una región, será suficiente y más adecuado el uso de radiómetros de banda ancha eritemática que el uso de espectrorradiómetros.

4.5.1. Instrumentos de Resolución Espectral.

Un espectrorradiómetro contiene, después del receptor, un elemento dispersor que separa la radiación en sus componentes espectrales, con mayor o menor resolución. Este elemento dispersor puede ser un prisma o una red de difracción. Los instrumentos más antiguos, como el Dobson, utilizan estos prismas de cuarzo para separar espectralmente la radiación en el intervalo espectral deseado; estos prismas, dispersan más eficientemente las longitudes de onda corta (en la región UV) por lo que su uso es menos adecuado a medida de nos movemos a longitudes de onda mayores en la región visible e IR. En la actualidad, dado los grandes avances experimentados en la grabación de redes de difracción mediante técnicas holográficas, su uso ha proliferado desplazando a los prismas. El espectrorradiómetro Brewer y la gran mayoría de los monocromadores modernos utilizan redes de difracción como elementos dispersores en lugar de prismas de cuarzo.

Si el detector es capaz de medir de manera prácticamente simultánea todo el espectro (un array de fotodiodos o un CCD, antiguamente una placa fotográfica) generando una representación prácticamente inmediata de éste, hablamos de un espectrógrafo.

El componente básico de un espectrorradiómetro es el monocromador. Es un aparato espectral compuesto por dos objetivos en cuyos focos se sitúan las rendijas de entrada y de salida y de un elemento dispersivo. Cada ángulo de incidencia nos proporciona la dispersión de una longitud de onda sobre una posición determinada en la que se ubica el detector. Luego para barrer todo el espectro, es necesario el desplazamiento del elemento dispersor de forma que, se traslada a la rendija de salida la imagen de la rendija de entrada. Por ello, el tipo de detector que tiene es monocanal, encargándose de medir cada longitud de onda de forma secuencial, con lo que aparece una deficiencia debida a la pequeña cantidad de información registrada por unidad de tiempo.

Debido a la baja señal y rápidas estructuras que presenta la radiación solar ultravioleta que alcanza la superficie terrestre, se hace necesario el uso de un doble monocromador para minimizar la *straylight* o radiación parásita que alcanza el detector finalmente, y que puede ser del mismo orden que la propia señal a medir si se usa un sistema de simple monocromador.

Un espectrógrafo es un instrumento con resolución espectral y espacial. La resolución espectral es obtenida por un elemento dispersor y la resolución espacial es debida a que en el plano de focalización de su óptica se encuentra situado un detector multicanal, con lo que el instrumento no tendrá que realizar un barrido con el elemento dispersor para obtener todo su rango espectral. Los detectores utilizados son arrays de fotodiodos o CCD (Charge Coupled Device).

4.5.2. Instrumentos de Banda Ancha.

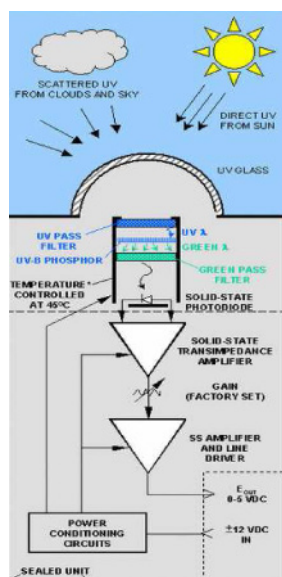


Figura 4.8: Esquema de funcionamiento de un instrumento de banda ancha.

El alto coste y el gran esfuerzo en mantenimiento que requieren los espectrofotómetros, justificó la necesidad de diseñar radiómetros más simples o dosímetros capaces de medir directamente la radiación UV-B, UV-A o el PAR de forma integrada para aquellas aplicaciones en las que no se precisa resolución espectral. Dependiendo del tipo de sensor, los detectores pueden ser clasificados como biológicos, químicos o físicos.

Así pues, estos instrumentos de banda ancha constan de unos filtros de corte (alto y/o bajo) que tienen por misión extinguir toda la radiación que llega al instrumento fuera del rango espectral que queremos que integre, y de filtros que tienen como misión dar al espectro unos pesos efectivos semejantes al sistema físico o biológico que queremos simular, de modo que se mida directamente la energía efectiva para un determinado efecto sobre un sistema físico o biológico.

Uno de los mas extendidos es el efecto eritemático sobre los humanos, y se han diseñado un gran número de biómetros, con filtros de transmitancia semejante al definido para el eritema, que miden directamente la irradiancia efectiva eritémica.

El valor medido por un piranómetro se denomina irradiancia efectiva. Si denominamos $I(\lambda)$ a la irradiancia para una longitud de onda dada y $C(\lambda)$ a la transmitancia o respuesta espectral, la integración en longitud de onda en todo el rango espectral del instrumento del producto $I(\lambda)C(\lambda)$, nos proporcionará la irradiancia efectiva.

$$13. \quad I_{efec} = \int_{\lambda_i}^{\lambda_f} I(\lambda)C(\lambda)d\lambda$$

donde λ_i y λ_f son las longitudes de onda inicial y final del rango espectral considerado.

A la salida de estos filtros, la radiación emergente es convertida a una señal eléctrica generalmente por un fotodetector de silicio. Así pues, la salida de estos instrumentos es siempre una señal en voltios que se multiplica por las constantes de calibración pertinentes para convertir esta señal a unidades físicas.

4.5.3. Instrumentos de Banda Estrecha.



GUV-2511
Longitudes de onda:
305 nm
313 nm
320 nm
340 nm
380 nm
395 nm
400-700 nm PAR
Anchura de banda de 10 nm



Longitudes de onda:
 302 ± 2.5 nm
 312 ± 2.5 nm
 320 ± 2.5 nm
 340 ± 2.5 nm
 380 ± 2.5 nm
400-700 nm PAR
Anchura de banda de 10 nm

Figura 4.9. Dos ejemplos de instrumentos multicanal de banda estrecha.

Estos instrumentos de banda estrecha multicanal, miden irradiancia UV-visible en una serie de canales de banda estrecha o anchas. Las longitudes de onda centrales de estas bandas y su ancho, se especifican en las tablas incluidas en la figura 4.9. El instrumento tiene un difusor de teflón que reduce la sensibilidad angular del instrumento, después de pasar por el difusor, la radiación se transmite a través de filtros de paso de banda de alta calidad con una muy baja transmitancia fuera de banda de transmisión deseada. La luz filtrada es convertida en corriente eléctrica por los detectores, uno para cada canal. Las corrientes posteriormente es amplifica y digitaliza en el instrumento y se convierte en valores de irradiancia mediante el procesamiento desde un PC. Estos instrumentos suelen hacer una medición cada segundo, sin embargo, debido a las limitaciones de memoria, sólo los promedios minutales de las medidas son almacenados en la base de datos de los registros

4.6. Redes de Observación Nacionales e Internacionales.

4.6.1. Redes Internacionales.

Existen numerosas redes de observación internacionales, como UVRAPPF, MAUVE, SUVDAMA, EDUCE, etc. Pero la más importante red mundial de datos son el World Radiation Data Center (WRDC) con sede en St. Petersburg (Russia) y el World Ozone and Ultraviolet Data Center (WOUDC) con sede en Toronto (Canadá).

El centro mundial de datos de ozono y radiación ultravioleta (WOUDC) es uno de los Centros Mundiales de Datos que forman parte del programa de Vigilancia Atmósfera Global (GAW) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM). El WOUDC es operado por la Sección de Estudios Experimentales de Medio Ambiente de Canadá y se encuentra en Toronto.

El WOUDC comenzó como el Centro Mundial de Datos de Ozono (WODC) en 1961 y realizó su primera publicación de los datos mundiales de ozono en 1964. En junio de 1992, y conforme a la solicitud de la WMO, son añadidos los datos de radiación UV, y fue rebautizado como el WOUDC.

Actualmente hay seis categorías de datos de ozono y tres tipos de datos registrados de UV en la WOUDC. Las bases de datos de ozono, contienen datos de las siguientes categorías: perfiles verticales Lidar, perfiles verticales por ozonosondeos, contenido total de ozono en columna y perfiles verticales N-Umkehr y C-Umkehr. LAS base de datos de radiación UV se pueden clasificar en las siguientes categorías: espectrales, banda ancha, multicanales.

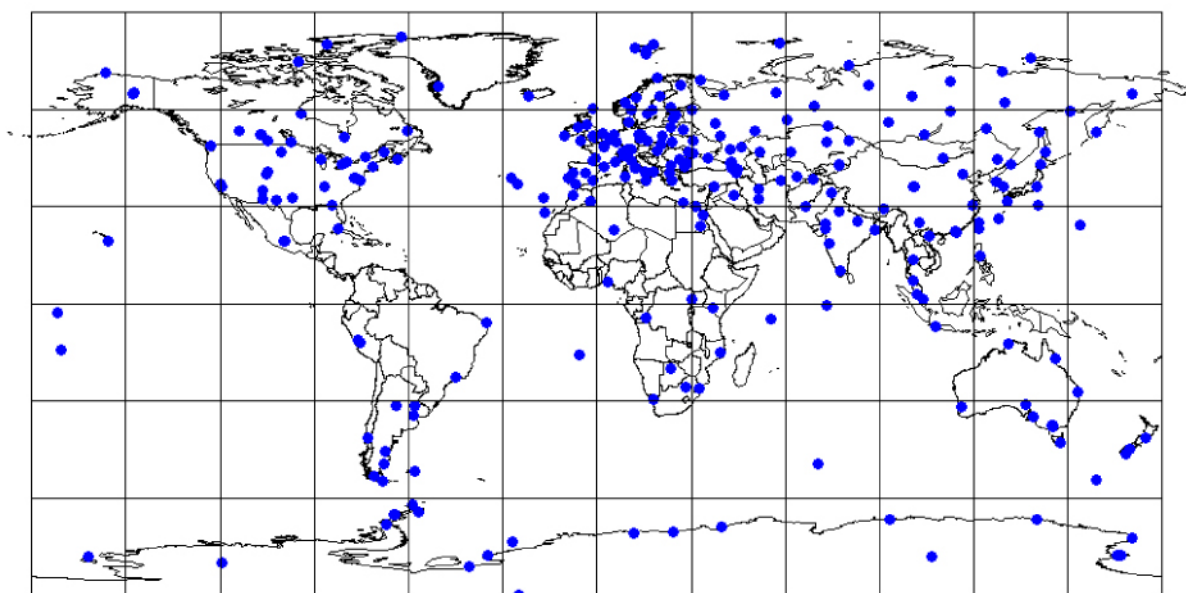


Figura 4.10. Estaciones de medida del WOUDC.

4.6.2. Redes Nacionales.



Figura 4.11. Red radiométrica de la AEMet.

Las Redes Radiométricas, de Ozono y de Contaminación de fondo nacionales constituyen la contribución de España a los Programas mundiales de vigilancia de la atmósfera y del clima mediante la medida de la radiación solar, el contenido de ozono, los aerosoles atmosféricos, los gases reactivos y otros contaminantes, y la composición química de la precipitación. Sus datos son de aplicación en los campos de vigilancia del estado y la evolución de la composición química de la atmósfera y del clima, la calidad del aire, la salud, las energías renovables...

Estas redes tienen como objetivo proporcionar observaciones de alta calidad a la comunidad científica, gobiernos y organizaciones internacionales, destinadas a facilitar la comprensión de los cambios producidos en la atmósfera a escala regional y global, ayudar a establecer políticas de protección al medio ambiente y a entender el impacto de la química atmosférica sobre: el aumento del efecto invernadero, la disminución del agujero de ozono y el cambio climático. Por ello son parte fundamental del apoyo de la AEMet a las políticas medioambientales del gobierno de España.

Las redes especiales de observación desplegadas a nivel nacional por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) para la vigilancia del medio ambiente las podemos agrupar en dos tipos: las redes radiométricas que miden radiación solar en banda ancha o en intervalos espectrales (a partir de las cuales se obtienen estimaciones de la columna de ozono y características ópticas de los aerosoles atmosféricos).

Todas las redes están sometidas a un plan de calibración anual para asegurar la calidad de los datos y los equipos son comparados frente a patrones trazables a estándares internacionales.

Estas redes están sometidas a un Sistema de Gestión de Calidad certificado con norma ISO 9001:2000 en noviembre de 2006 y que ha sido revalidada con éxito en noviembre de 2007 y en noviembre de 2008.

Adicionalmente a la red nacional de la AEMet y dada la creciente demanda de la población y del turismo por una información local del índice ultravioleta y recomendaciones de fotoprotección, han ido proliferando redes autonómicas de observación entre las que podemos citar la Extremeña, País Vasco, Comunidad Valenciana, Cataluña, Galicia, y la actualmente en desarrollo en Andalucía. Seguidamente presentamos las páginas web y direcciones web de estas redes autonómicas:

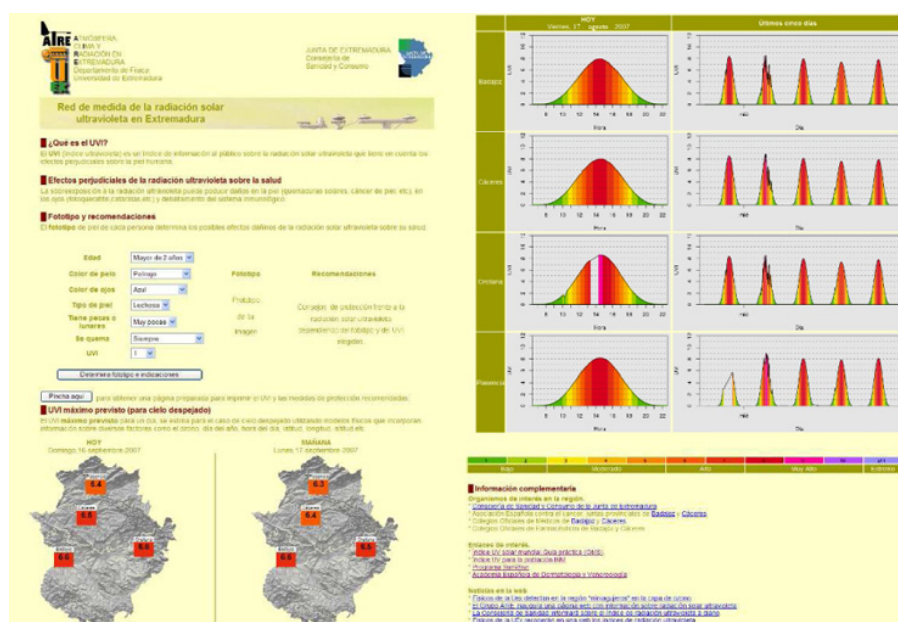


Figura 4.12. Red Extremeña de medida de UVI. <http://aire.unex.es/uvi/>

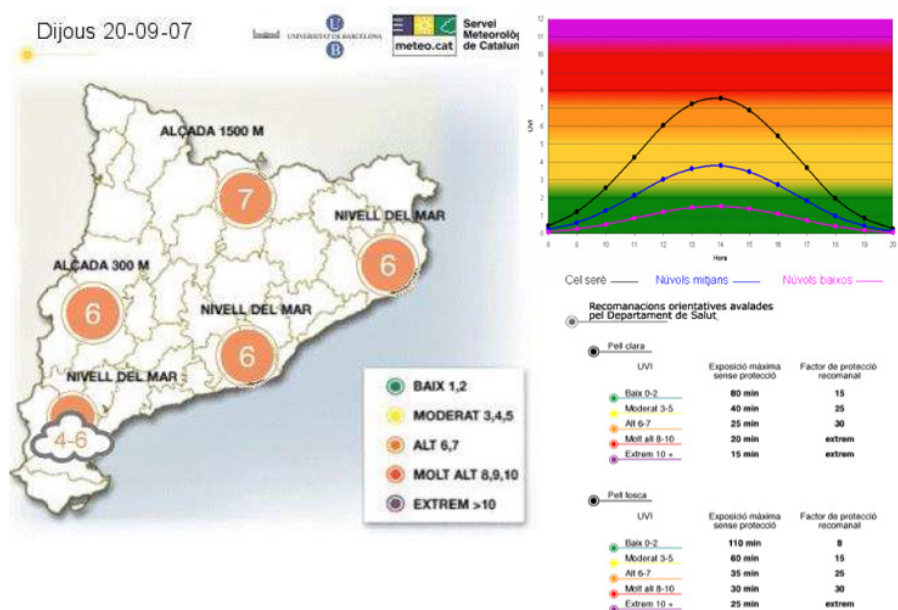


Figura 4.13. Red Catalana de medida de UVI.



Figura 4.14. Red Valenciana de medida de UVI. <http://www.cth.gva.es/cidam/emedio/uv/>

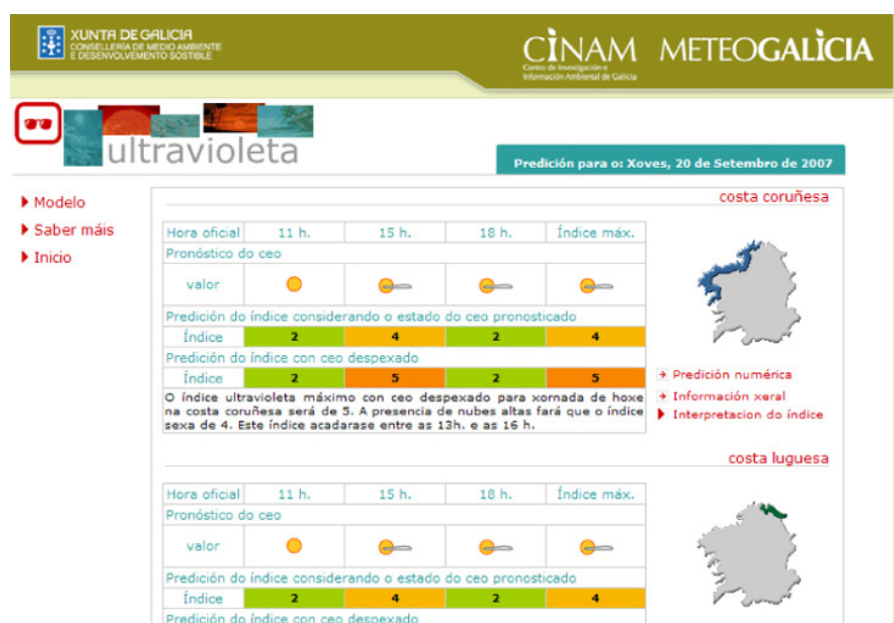


Figura 4.15. Red Gallega de medida de UVI. <http://www.meteogalicia.es/galego/prediccion/uv/uvprincipal.asp>

4.7. Bibliografía.

AHRENS, C. DONALD. (1991). *An introduction to weather, climate and the environment*. Meteorology Today. 5th Edition. West Publishing Company. Minneapolis / st. Paul, New York.

FABRY, C., BUSION M. (1921). *Étude de l'extrémité ultraviolette du spectre solaire*, J. Phys. Rad., 2, 197- 226.

HARTLEY, W.N. (1981a). *On the absorption spectrum of ozone*, J. Chem. Soc., 39, 57.

HARTLEY, W.N. (1991b). *On the absorption of the solar rays by atmospheric ozone*, J. Chem. Soc., 39,111.

KERR, J.B., MCELROY, C.T., WARDLE, D.I., OLAFSON, R.A. AND EVANS, W.F. (1985). *The automated Brewer Spectrophotometer; Proceed. Quadr. Ozone Symp. In Halkidiki*, C.S. Zerefos and A. Ghazi (Eds.), D. Reidel, Norwell, Mass., pp. 396-401.

KERR, J.B. (2002). *New Methodology for deriving total ozone and other atmospheric variables from Brewer spectrophotometer direct sun spectra*, J. geophys. Res., in press.

KOMHYR, W.D. (1980). *Operations handbook – Ozone observations with a Dobson Spectrophotometer*, WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, Report 6, World Meteorological Organization, Geneva.

KOMHYR, W.D., MATEER, C.L., AND HUDSON, R.D. (1993). *Effective Bass-Paur 1985 ozone absorption coefficients for use with Dobson ozone spectrophotometers*, J. geophys. Res., 98, 20.451- 20.465.

VILAPLANA, J.M., E. LUCCINI, B.A. DE LA MORENA. (1998). *Preliminary study of the uv.b irradiance sensitivity to the total ozone content variations*, Proceedings, European Conference on Atmospheric UV Radiation. Helsinki, Finland. 29 Jun– 2 Jul.

VILAPLANA, J. M. (2004). *Medida y análisis de ozono y de la radiación solar ultravioleta en El Arenosillo-INTA*, (Huelva). Ph.D. thesis, Universidad de Valladolid.

5. Evolución planetaria del ozono estratosférico.

Dr. Manuel Gil Ojeda.
Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial.

5.1. Introducción.

El descubrimiento del *agujero de ozono* en la Antártida el año 1985 supuso una fuerte conmoción entre los investigadores de la atmósfera que rápidamente se extendió a todos los sectores de la opinión pública. Los efectos de una potencialmente fuerte disminución de la capa de ozono en la estratosfera sobre todas las formas de vida eran tan serios que los gobiernos de países desarrollados forzaron la firma de un tratado internacional denominado Protocolo de Montreal.

Científicos de Estados Unidos denominaron *agujero de ozono* a la desaparición casi total de la capa estratosférica. Un hecho sin precedentes que comenzó a observarse a finales de la década de los '70.

El ozono juega un papel determinante para la vida sobre la Tierra. Se ocupa de atrapar toda radiación dañina para los seres vivos. La energía transportada por la radiación se convierte en calor que hace ascender la temperatura de la estratosfera hasta valores parecidos a los que se encuentran en la superficie de la Tierra. El ozono actúa como un escudo protector que cubre todo el globo.

Es, por tanto, comprensible la preocupación en todos los sectores de la sociedad, activados por los científicos ante las importantes consecuencias que la extensión de un fenómeno de estas características hacia latitudes mas bajas podía implicar sobre el equilibrio del ecosistema, a través de los incrementos de radiación ultravioleta en el rango B (280-320 nm).

De este modo, el ozono, un gas cuya concentración en la atmósfera es insignificante, se convirtió en el centro de interés de toda la Comunidad científica internacional. Los políticos exigían respuestas sobre la evolución futura, los ciudadanos requerían información sobre daños potenciales y los científicos buscaban interpretación al fenómeno de disminución planetaria de ozono, mejoraban las técnicas de observación, aumentaban el número de observatorios, incorporaban observación desde satélite y mejoraban los modelos teóricos que acoplaban la química con la dinámica. El resultado ha sido unas décadas de vertiginosa actividad y numerosos avances en el conocimiento que han convertido a este campo, donde se conjugan la investigación y la aventura, en una de las más apasionantes áreas de estudio medioambiental de los últimos tiempos.

Los organismos de financiación de investigación, fundamentalmente la NSF en USA y los Programas Marco de I+D+I de la UE dedicaron una significativa cantidad de recursos que se ha traducido en un importante impulso a la investigación de la estratosfera, tanto en métodos de observación como en desarrollo de modelos.

En la actualidad puede decirse que se comprende bien la química y la dinámica de la región a macroescala aunque aún existen dudas sobre los mecanismos de microfísica sobre las nubes estratosféricas y los procesos de intercambio estratosfera-troposfera.

En el presente trabajo se ofrece una visión general de todos los aspectos que juegan un papel en el ozono estratosférico, de acuerdo con la siguiente organización:

Descripción general de la estratosfera para conocer al marco de referencia donde se encuentra el ozono. Estructura térmica, distribución espacial y vertical y su evolución en el tiempo. Distribución global de otros gases. Factores que influyen en el equilibrio de ozono. El sistema estratosférico.

Problemas de origen antropogénico en el equilibrio del ozono: El agujero de ozono de la Antártida. Destrucciones masivas en el Ártico y leves en otras latitudes. Los problemas aparecidos por la emisión de gases que catalizan su destrucción y su explicación aceptada basada en campañas de observación en la Antártida y medidas de laboratorio.

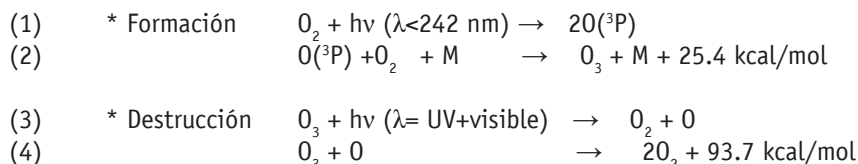
Estructuras a *mezzo-escala*. Importancia de la dinámica sobre el espesor de la capa de ozono.

Rudimentos de instrumentación óptica y electroquímica.

Y por último, evolución futura del problema.

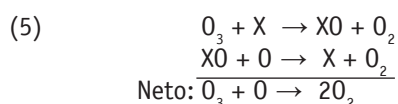
5.2. Descripción general de la estratosfera.

La estructura vertical de la atmósfera terrestre se define, desde un punto de vista térmico, por los cambios en el signo de la pendiente del gradiente vertical de temperatura. Se denomina estratosfera la región con gradiente positivo con la altura, comprendida entre la troposfera y la mesosfera y se extiende entre alturas de 8-15 km y unos 50 km. El aumento de la temperatura con la altura es debido a la presencia del ozono en la región a través de las siguientes reacciones exotérmicas de formación y destrucción:



El resultado es que la estratosfera se calienta a expensas de la energía solar absorbida por el ciclo de reacciones denominado *Atmósfera de sólo oxígeno* o de Chapman, por ser este científico británico el que lo propuso en 1930 para explicar la existencia de una capa de ozono en la estratosfera. La temperatura de cada capa es función de la cantidad de calor aportada y de la densidad del aire.

El modelo de Chapman se ha confirmado cómo válido en cuanto la producción de ozono pero resulta insuficiente para explicar los mecanismos de destrucción. De acuerdo con Chapman, la atmósfera debería tener un factor 4 más de ozono del que realmente existe. En los años 60 y 70 se propusieron ciclos catalíticos de tres familias de gases; radicales OH, óxidos de nitrógeno y halógenos. El ciclo general es el siguiente:



donde X pueden ser básicamente NO, OH, ClO o BrO.

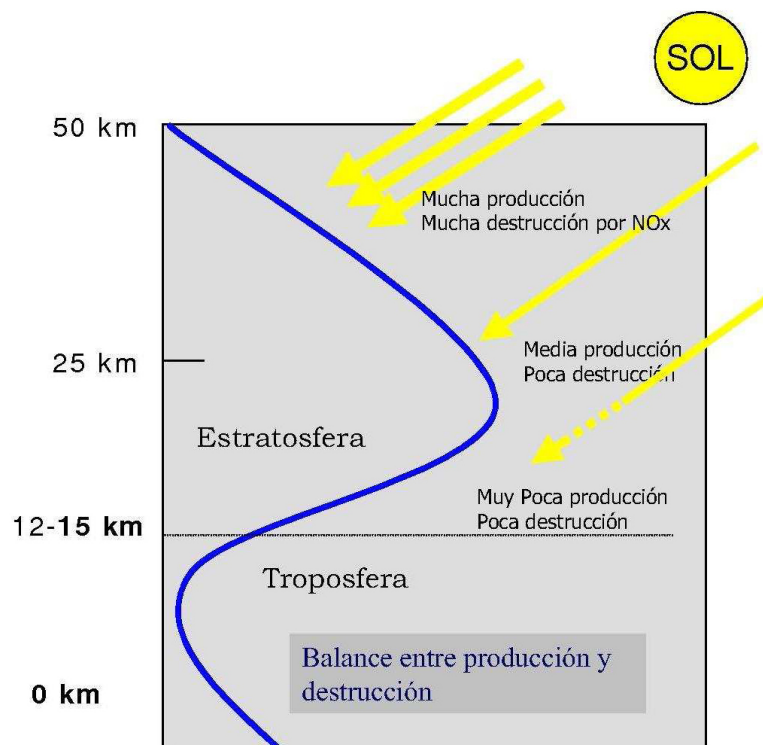


Figura 5.1. Distribución vertical de ozono típica resultado de la competición entre producción y destrucción. Por debajo de 20 km la producción es baja por que existe poca radiación UV y poco oxígeno atómico. Por encima de 30 km la producción es alta, pero la destrucción por NOx también lo es. Entre 20 y 30 km la densidad es máxima.

Mientras que la producción de los dos primeros es fundamentalmente natural, los compuestos clorados no existían en la estratosfera más que en concentraciones de un 1% de los valores actuales antes de la revolución industrial, o más exactamente hasta 1929 fecha del inicio de la producción comercial de CFCs (clorofluorocarburos). La contribución de las actividades humanas a las concentraciones observadas de compuestos bromados, es menor, de unas decenas por ciento, aunque la incertidumbre en la magnitud de la producción natural es alta. Más adelante volveremos a los halógenos.

En términos de concentración absoluta, la distribución vertical del ozono en la atmósfera presenta su máximo a unos 25 km, altura donde la relación producción/destrucción es máxima (figura 5.1). La concentración troposférica no supone más que el 10% de la columna total, y, además, su variabilidad es pequeña, por lo que en ocasiones utiliza la columna total de ozono o TOC (valor integrado para la altura de toda la atmósfera) para análisis de ozono en la estratosfera. Desde su máxima concentración absoluta, la producción aumenta con la altura puesto que existe mayor concentración de oxígeno atómico disponible, pero la destrucción fotoquímica también lo hace, y más rápidamente. Por debajo del máximo la producción disminuye, pero la baja radiación y la ausencia de oxígeno atómico hacen que su tiempo de vida media (tiempo requerido para que, en ausencia de producción, su concentración disminuya a 1/e) es de varios meses. Es por esta razón por la que los estudios de transporte en escala global son necesarios para comprender cómo se distribuye el ozono alrededor de todo el globo.

Atendiendo a la distribución espacial global (figura 5.2) resulta paradójico contemplar que los mínimos de ozono total tienen lugar en el cinturón tropical, donde la radiación ultravioleta es mayor, y por tanto la producción de oxígeno atómico también lo es. Brewer y Dobson postularon en los años 50 un modelo conceptual basado en una célula meridiana hemisférica única con ascendencias en las regiones del cinturón de convergencia intertropical (ZCIT) y descensos en las regiones polares durante el invierno (figura 5.3). El modelo de célula Brewer-Dobson está aceptado en la actualidad, aunque una explicación detallada de los mecanismos dinámicos que la producen es todavía un tema abierto.

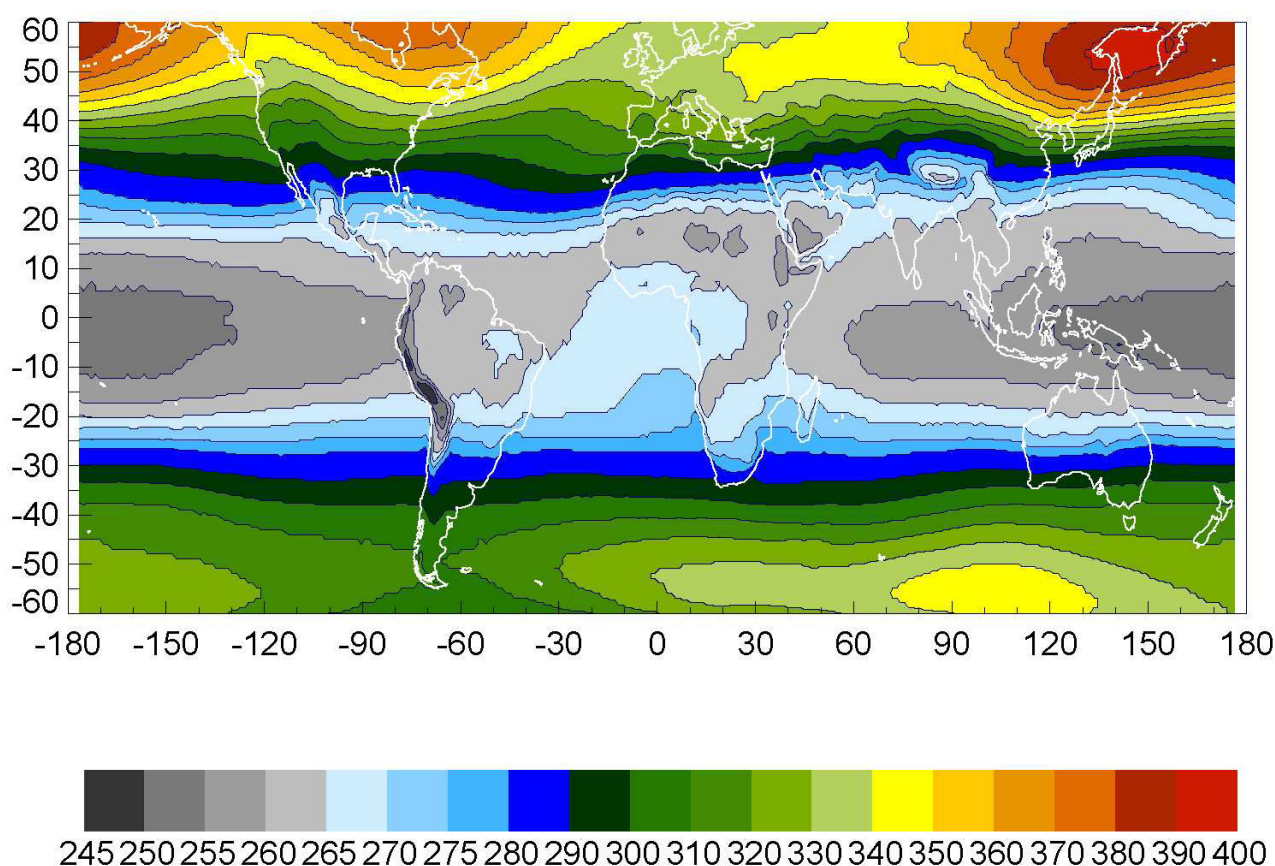


Figura 5.2. Distribución global media de la columna de ozono en unidades Dobson = 2.68×10^{16} molec/cm² (columna llamada también VCD o TCD o TOC). 1981-1991.

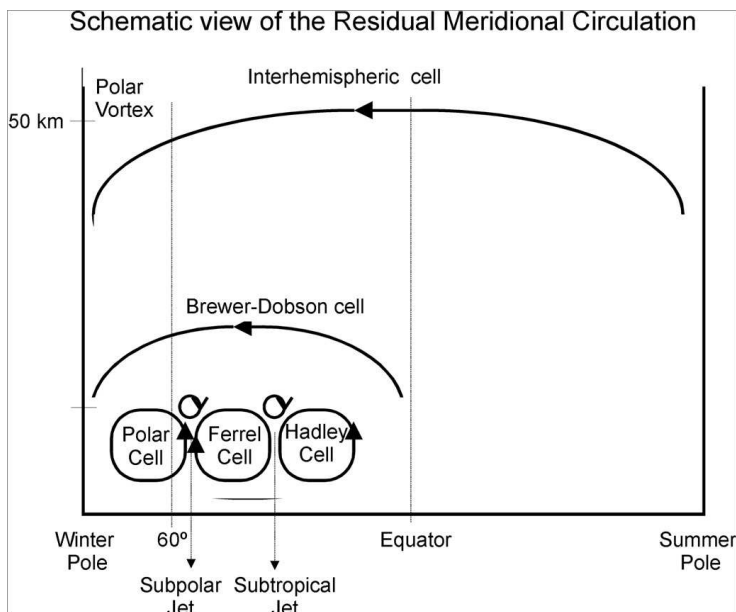


Figura 5.3. Representación esquemática de la circulación meridiana residual de la atmósfera.

Una de las principales dificultades para su estudio es la pequeña magnitud de la velocidad del aire en sentido meridiano (según la célula). La circulación en la estratosfera es, desde luego horizontal, ya que los movimientos verticales son dificultados por el gradiente vertical superadiabático (aumento de temperatura con la altura), pero además es básicamente zonal, es decir siguiendo los círculos de los paralelos, con alguna actividad de ondas de largo periodo superpuesta al flujo básico. La aproximación geostrófica del viento, donde el gradiente de presión entre las áreas de alta y baja presión se equilibra con la fuerza debida a la aceleración de Coriolis, falla en las regiones muy cercanas al Ecuador donde la ecuación presenta una discontinuidad, y allí donde debe considerarse la influencia del rozamiento o el rotacional del viento es muy elevado, pero es sustancialmente válida en la estratosfera donde las perturbaciones son de escala planetaria. El viento geostrófico debe corregirse de los efectos diabáticos de intercambio de calor no contemplados, pero puede utilizarse sin correcciones en periodos comprendidos entre 1 y 2 semanas. Frente al viento zonal el transporte meridiano es muy lento. Mientras que una partícula de aire invierte 7-10 días para dar una vuelta a la Tierra en dirección zonal, necesita varios meses para recorrer el trayecto entre el ecuador y el polo. ¿Cuál es el mecanismo que hace que la máxima concentración de ozono se dé en las regiones polares a finales de invierno, allí donde la radiación solar es mínima?

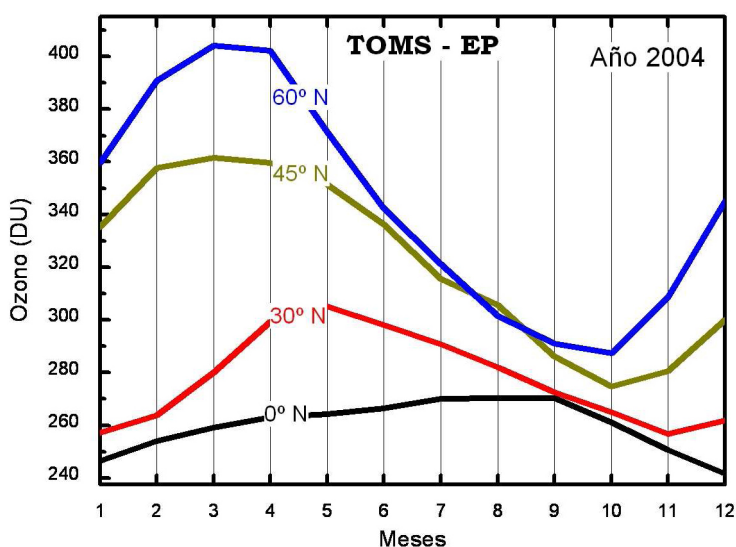


Figura 5.4. Evolución estacional de la columna de ozono para cuatro latitudes. La gran variabilidad de latitudes altas está asociada al transporte meridiano.

Tradicionalmente se ha considerado que el motor de la célula estratosférica hemisférica era el gradiente meridiano de temperaturas entre el ecuador y el polo. Holton en 1995 propone que el transporte es inducido mediante *bombeo* por parte de las ondas planetarias. En cualquier caso, el ozono producido en las regiones tropicales en la alta estratosfera es transportado a las regiones polares durante el invierno y la primavera, mientras existe gradiente hemisférico y la actividad de ondas planetarias es intensa, y cesa en verano. Por esta razón los máximos en latitudes medias y altas ocurren en primavera, y a partir de ahí el ozono disminuye lentamente por procesos químicos hasta que el invierno siguiente se pone en marcha de nuevo el mecanismo *de bombeo* hacia el polo. De este modo se obtiene una gran variabilidad en los polos, pero todo el globo terrestre está cubierto durante todo el año de una capa de ozono más o menos homogénea (figura 5.4).

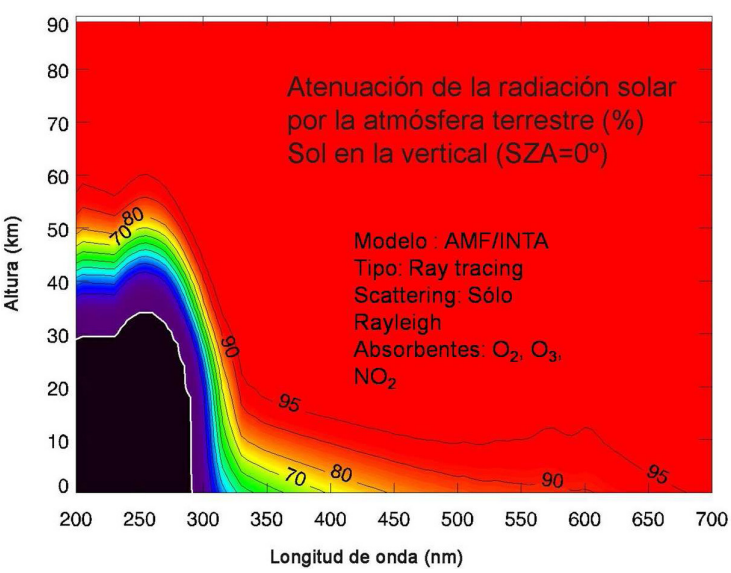


Figura 5.5. Atenuación de la radiación solar por la atmósfera terrestre en los rangos ultravioleta y visible. Por debajo de 300 nm, la radiación queda atrapada a unos 30 km de altura.

La densidad de ozono en la atmósfera es extraordinariamente baja ($< 4 \times 10^{-6}$ % del aire), pero su capacidad de absorción de la radiación ultravioleta energética, de longitudes de onda inferiores a 300 nm (UVB lejano y UVC), es tan elevada que filtra por completo toda la radiación procedente del sol. A 280 nm, por ejemplo, con el sol en el cenit, sólo el 1 % de la radiación alcanza la altura de 30 km (figura 5.5). Por esta razón, la vida es posible incluso en latitudes donde la capa de ozono es más débil y los ángulos cenitales solares muy bajos. Los gases que mantienen la densidad de ozono en sus valores de equilibrio tienen sus fuentes en compuestos muy estables de origen troposférico. Los óxidos de nitrógeno proceden del óxido nítrico, los radicales OH de la oxidación del metano y los óxidos de elementos halogenados de los CFCs, halocarburos y sus sustitutos (tabla 5.1).

Compuesto	Vida media en la atmósfera (en años)	Concentración Preindustrial (1750)	Concentración actual (2005)
Óxido nítrico (NO ₂)	114	270 ppb	318 ppb
CFC-12	100	Cero	255 ppt
CFC-113	85	Cero	80/80 ppt
CFC-11	45	Cero	255 ppb
Metano (CH ₄)	12	688/730 ppb	1730/1853 ppbv

Tabla 5.1. Principales gases que intervienen en la química del ozono.

Con vidas medias muy largas, los compuestos son transportados a la estratosfera, donde son descompuestos, generalmente por fotólisis en el ultravioleta B y C. Los óxidos producidos entran en los ciclos de la química del ozono.

Tradicionalmente se ha considerado la zona de convergencia intertropical (ITCZ) como el cinturón por donde los gases fuente accedían a la estratosfera. En especial la región de Indonesia donde la actividad convectiva es máxima. Holton ha propuesto como segunda opción el transporte quasi-horizontal sobre superficies isentrópicas en las regiones extratropicales, cerca de las corrientes en chorro subtropical y polar. Mientras que la proporción de intercambio troposfera-estratosfera en esta región puede ser globalmente importante, sobre todo en la entrada irreversible de aire estratosférico a la troposfera, los datos aportados por satélites sobre la distribución global de compuestos de larga vida son concluyentes: Los máximos en la estratosfera se encuentran en las regiones tropicales indicando que es esa la región principal de entrada de aire troposférico a la estratosfera.

Actualmente sabemos que los intercambios de materia y energía con la troposfera controlan el equilibrio termodinámico de la región y que la química, y, en particular, las concentraciones de ozono dependen fundamentalmente de gases emitidos desde la superficie por lo que resulta obsoleta la visión clásica de la estratosfera como un sistema aislado, sin interacción importante con otras regiones de la atmósfera.

En resumen, la estratosfera es un sistema complejo en un crítico equilibrio entre la radiación UV solar, la entrada de energía en forma de ondas de propagación vertical, el balance termodinámico inducido por el propio ozono y el aporte de gases fuente que, fotolizados reaccionan catalíticamente con el ozono. La concentración de este gas a escala planetaria es función de la radiación UV disponible, del volumen de emisiones de los gases fuente y de la actividad de ondas de Rossby. La concentración global de ozono también depende fuertemente de la cantidad de aerosoles en la estratosfera. Después de erupciones volcánicas explosivas en donde se inyectan en la estratosfera de grandes cantidades de sulfatos se han observado disminuciones de hasta un 20% con una duración de 1-2 años (Las últimas debidas al volcán Chichón en 1982 y Cerro Pinatubo en 1991). Localmente, y en escalas de tiempo cortas, el ozono estratosférico también depende de los sistemas meteorológicos troposféricos que modifican la altitud de la tropopausa y de la dirección del viento meridiano.

Una modelización global exige la incorporación de todos los aspectos mencionados. Los modelos CTM (Chemistry-Transport Models) que trabajan off-line usando campos meteorológicos de los grandes modelos predictivos tipo ECMWF, UKMO, NCEP han conseguido éxitos importantes en la última década, no sólo en reproducir la distribución vertical global de ozono, sino también de otras especies minoritarias que intervienen en su química.

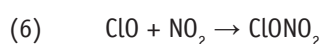
Las predicciones futuras fiables se extienden a unos días, pero aún fallan para escalas temporales más largas.

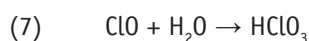
5.3. Problemas de origen antropógeno en el equilibrio del ozono.

5.3.1 El agujero de ozono.

Hace más de dos décadas científicos de la Universidad de California [Molina y Rowland 1974] plantearon la posibilidad de que pequeñas concentraciones de gases de origen antropogénico estables en la troposfera perturbaran la capa de ozono mediante reacciones catalíticas con radicales halogenados descompuestos fotoquímicamente en la estratosfera. En particular sugerían potenciales destrucciones químicas a partir de halógenos liberados de productos sintéticos muy estables, de uso, extensivo, ya en esa época, en numerosas aplicaciones industriales. Estos productos, denominados genéricamente cloro-fluoro-carburos o CFC poseen tiempos de vida media muy largos, en algunos casos del orden de siglos, que permiten su difusión y acumulación en toda la atmósfera. Cuando los CFC alcanzan la alta estratosfera son fotodisociados por la radiación UV corta, presente en esa región liberando el Cloro. Molina y Rowland proponen un ciclo catalítico del tipo a los expuestos en (5) alertando sobre las posibles consecuencias negativas sobre la capa de ozono.

A pesar de la intensificación de las observaciones en años siguientes, hasta 1985, con el descubrimiento del *agujero de ozono* en la Antártida, no se encuentran pruebas de la eficiencia del mecanismo propuesto. De hecho el descubrimiento de que el 99% del cloro liberado de los CFC volvía a especies inactivas restó credibilidad a la teoría de Rowland y Molina. En efecto, la especie destructora más importante por su abundancia, el monóxido de cloro, se desactiva inmediatamente a su producción mediante las reacciones siguientes:





Es decir, los óxidos de nitrógeno y el agua son los encargados de inhibir la destrucción de ozono. Ante este hecho, algunos autores han especulado sobre la capacidad de la Tierra, como sistema vivo, de defenderse ante agresiones externas, en cierto modo en sintonía con la hipótesis Gaia.

El agujero de ozono es una destrucción masiva y completa en toda el área cubierta por el vórtice polar antártico, de dimensiones de unos 35 millones de km² en su máximo apogeo (figura 5.6) en un rango de alturas entre 14 y 20 km durante los meses de la primavera austral (figura 5.7). Fue descubierto por científicos del British Antarctic Survey a partir de los datos de un espectrofotómetro desarrollado por Dobson e instalado en la base de Halley Bay con motivo del año geofísico internacional de 1958 [Farman et al, 1985].

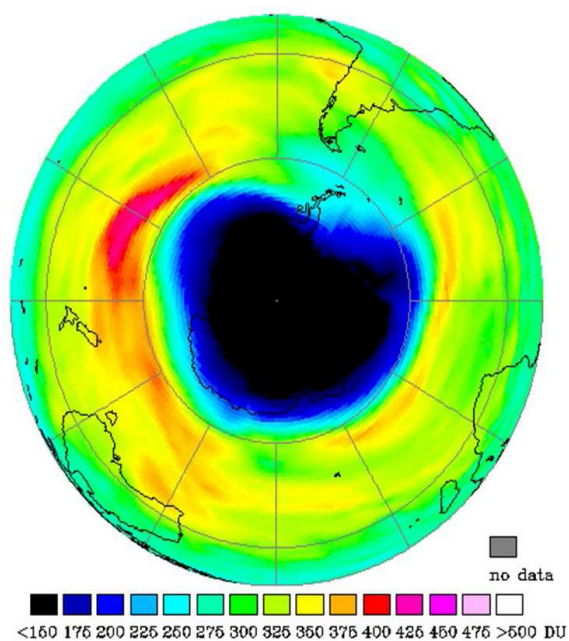


Figura 5.6. Mapa de la columna de ozono sobre la región austral durante la fase de apogeo del agujero de ozono. Los valores en el interior del vórtice antártico oscilan entre 100 y 150 DU (Datos OMS/NASA).

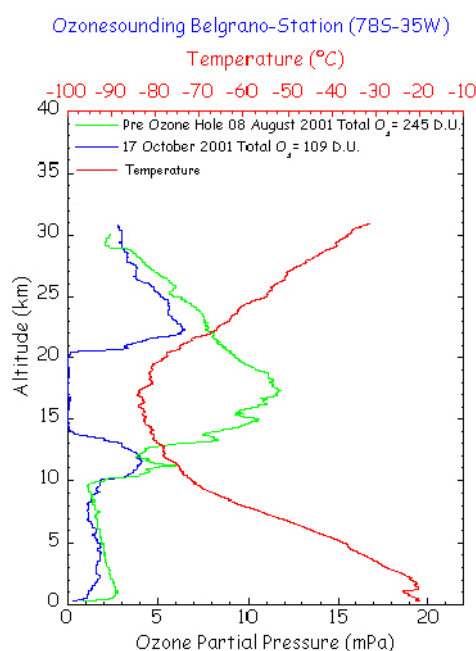


Figura 5.7. Perfil vertical de ozono típico del interior de agujero de ozono (azul) comparado con uno de dos meses antes (verde). El ozono ha sido químicamente destruido por completo en la baja estratosfera (Datos INTA en la base de Belgrano, 78°S).

El vórtice polar es una estructura depresionaria de escala planetaria persistente en invierno que se extiende desde la tropopausa hasta la alta estratosfera, motivada por el fuerte gradiente hemisférico en la estratosfera entre el ecuador y los polos (rama superior de la célula hemisférica conocida como de Brewer-Dobson). Aproximadamente centrada en el polo, se extiende hasta una latitud de unos 60°. Los fuertes vientos ciclónicos de hasta 200 km/h actúan como barrera para el intercambio de materia y energía entre latitudes medias y polares.

Veremos mas adelante que la existencia del vórtice es una condición necesaria para que se produzcan destrucciones masivas de ozono.

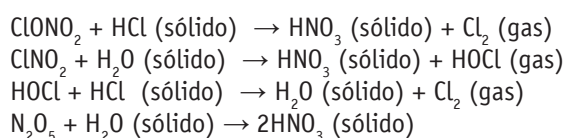
Enseguida del descubrimiento del *agujero*, la destrucción se asoció a la radiación solar, puesto que el proceso se desencadenaba con los primeros rayos del sol, después del invierno austral, pero produjo un desconcierto inicial por cuanto las destrucciones ocurrían en una época en donde la radiación es pequeña (el sol está muy bajo en el horizonte primaveral en latitudes altas) y, por tanto, el oxígeno atómico es casi inexistente.

Los mecanismos propuestos y posteriormente confirmados son más complejos que el simple ciclo de dos reacciones. El proceso consta de dos fases diferenciadas. La fase uno, o de preacondicionamiento, sucede en el invierno, cuando la estratosfera se enfría radiativamente hasta alcanzarse temperaturas inferiores a la de la tropopausa, desapareciendo por tanto la inversión que delimita la troposfera y la estratosfera. Cuando la temperatura desciende por debajo de -78°C el ácido nítrico presente en el aire se condensa en lo que se ha denominado PSC - tipo I (de Polar Stratospheric Clouds). Más adelante en el invierno, con temperaturas menores de -83° también el agua pasa a estado sólido formando las PSC del tipo II. Estas nubes estratosféricas eran conocidas en los países escandinavos como nubes nacaradas o madreperla pero su constitución nunca había sido estudiada antes (figura 5.8).



Figura 5.8. Fotografía de PSC del tipo I, obtenida sobre Islandia en enero de 1997. Estas nubes son tan tenues que sólo se observan durante los crepúsculos cuando las PSC resaltan iluminadas por el sol y las capas bajas están ya en sombra.

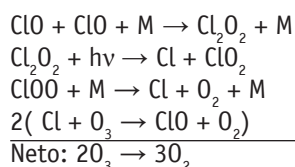
Las PSC juegan un papel dual determinante en todo el proceso de formación del agujero de ozono. Por un lado eliminan los óxidos de nitrógeno y el agua de la fase gaseosa, procesos conocidos como denoxificación y deshidratación, respectivamente. Por otro actúan como superficies sobre las que se producen reacciones que liberan cloro molecular mediante las reacciones siguientes:



Unas reacciones similares tienen lugar con el monóxido de Bromo, cuya concentración en la atmósfera es menor, pero de mayor potencial destructor por molécula.

La consecuencia de este ciclo de reacciones es la liberación masiva de cloro (bromo) molecular. La situación juega a favor de una acumulación de Cl_2 por dos razones: En el invierno antártico no hay radiación solar que fotodisocie la molécula, y además, el vórtice polar actúa de recipiente impermeable que impide que el Cl_2 escape a latitudes medias. Puesto que el área de temperaturas por debajo del umbral de formación de las PSC cubre todo el continente antártico, la formación de nubes estratosféricas ocurre en toda una región extensa en el interior del vórtice. Por tanto, el Cl_2 se acumula en toda la estratosfera antártica. Por otra parte las PSC sedimentan gravitacionalmente hasta la troposfera donde se evaporan. Por este procedimiento los compuestos nitrogenados son eliminados irreversiblemente de la estratosfera. Se dice entonces que la atmósfera está precondicionada.

La fase dos se inicia con la llegada de los primeros rayos solares. La molécula de cloro es inmediatamente fotodisociada. Los átomos de cloro entran en una serie de reacciones catalíticas que no necesitan oxígeno atómico. Se han descrito varios ciclos. Uno de ellos es el propuesto por el matrimonio Molina [Molina y Molina, 1987]:



La consecuencia es una rápida destrucción de ozono, que ocurre inicialmente en el cinturón más externo y en las capas más altas y se extiende hacia el interior a medida que la primavera avanza y el sol va alcanzado latitudes más altas. En menos de un mes la destrucción es total en el estrato de unos 13 a los 24 km, allí donde el Cl_2 estaba presente. En los mapas bidimensionales obtenidos por el instrumento orbital TOMS de NASA, único con cobertura global y diaria en 1985,

el vórtice quedaba perfectamente delimitado simplemente observando el campo de ozono total. Los valores medios del contenido de ozono en el interior del vórtice no superaban las 100 DU (básicamente el ozono remanente en la troposfera y alta estratosfera) en fuerte contraste con los valores típicos de latitudes medias de unas 300 DU. La imagen de los datos tratados con colores sirvió para acuñar el, en cierto modo, confuso término de *agujero de ozono* inicialmente restringido a uso para difusión pública por los medios pero finalmente empleado también por la comunidad científica [ver review de Solomon, 1999].

Gracias a la instalación durante el IGY-1958 de algunos espectrómetros de tierra concebidos por Dobson específicamente para la medida de ozono sabemos que el agujero no ha existido siempre. Los valores medios mensuales del mes de octubre muestran claramente como los valores en los años 60 se encontraban por encima de las 300 DU, y como la destrucción primaveral se inició a finales de los años setenta, cuando el umbral de cloro efectivo en la estratosfera alcanzó el valor de 1.8 ppbv, valor considerado como umbral y referencia para estimar cuando se producirá la recuperación total como veremos mas adelante (figura 5.9). Se define el cloro efectivo como el equivalente en cloro de todos aquellos compuestos que destruyen el ozono, básicamente cloro y bromo. Con una serie de datos más corta, el instrumento TOMS ha permitido realizar una evolución bidimensional del fenómeno desde su lanzamiento en 1978, coincidiendo con el inicio del problema.

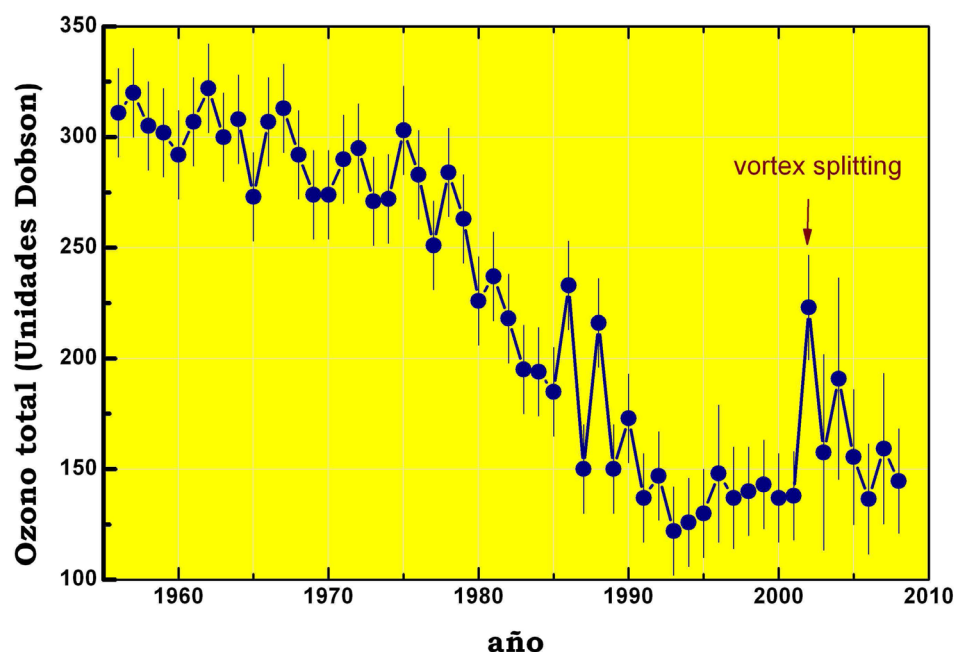


Figura 5.9. Evolución del ozono en la Antártida desde el comienzo de las medidas (fuente: BAS). Valores medios para octubre de la columna de ozono medidos en la base británica de Halley Bay.

5.3.2. El ozono en el Ártico.

El descubrimiento de que las razones necesarias para la existencia del agujero de la Antártida eran básicamente astronómicas en presencia de halógenos, sensibilizó a los científicos, especialmente europeos y canadienses a orientar su investigación a los procesos en el vórtice ártico. Al contrario que la Antártida, la región subpolar boreal está poblada y potenciales destrucciones similares a las australes podrían tener consecuencias significativas.

Sin embargo las primeras observaciones indicaban que, por razones presumiblemente relacionada con altas temperaturas árticas, el contenido de ozono apenas variaba en primavera.

Desde el año 1991 Europa ha liderado la investigación en el Ártico con extensivas observaciones y experimentos de campo, con el desarrollo de modelos tridimensionales acoplados químicos-dinámicos y con estudios de laboratorio en microfísica de nubes y en estudio de constantes de reacción en condiciones estratosféricas. Los proyectos se han realizado de forma coordinada desde la EORCU (European Ozone Research Coordinating Unit) y han producido un sustancial avance en el conocimiento de los procesos en la estratosfera ártica. Como resumen de los trabajos puede decirse que los procesos que dan lugar a la destrucción antártica ocurren de manera idéntica en el Ártico (los interesados pueden consultar WMO-2003). Más aún, aunque la variabilidad año a año es sensiblemente mayor que en la Antártida, en años fríos tienen lugar

destrucciones de hasta el 40%, el caso reciente más intenso ha sido el pasado invierno 2004/2005. ¿Cómo es posible que destrucciones tal elevadas pasaran desapercibidas a los observadores durante años?

Para comprenderlo es necesario considerar las diferencias entre los vórtices antártico y ártico. En el hemisferio Norte la irregular distribución de continentes y océanos inducen una actividad de ondas planetarias sensiblemente mayor con dos consecuencias determinantes. Por un lado las ondas planetarias en la estratosfera son las responsables del transporte polar del ozono generado en el ecuador, por otra las ondas actúan como transporte de energía desde la troposfera que se traduce en incrementos de la temperatura. Como la actividad de ondas es muy irregular los campos de temperatura en el ártico son muy variables. Scherhag [1952] ya descubrió la existencia de calentamientos súbitos que incrementaban la temperatura en la estratosfera hasta 40° C en menos de una semana. Estos calentamientos deforman el vórtice hasta el punto de, en ocasiones, hacerlo desaparecer. El resultado es la paralización de destrucción química por desaparición de las PSC y sobre todo aporte de ozono *fresco* al polo. En otras palabras, el ozono se destruye durante el invierno y el inicio de la primavera como en el otro polo, pero no se ve en las observaciones porque la región polar de *rellena* con nuevo ozono procedente de las zonas de producción tropical.

Para solventar este problema ha sido necesario recurrir a técnicas indirectas que escapan a los objetivos de este trabajo, pero que se basan en la discriminación entre las variaciones de ozono debidas a la dinámica y las debidas a la química recurriendo a modelos tridimensionales y observaciones en distintos tiempos de la misma masa de aire (trayectorias lagrangianas) [Rex et al., 2002].

La constatación de que los mecanismos de preconditionamiento e incluso los ciclos de reacciones en la Antártida y en el Ártico son los mismos y que el grado de destrucción sólo depende de la evolución de la temperatura en cada invierno, obliga a un seguimiento año a año del proceso, más aún cuando es frecuente la formación de PSC orográficas por enfriamiento local que escapan a las previsiones de los modelos globales. Algunos autores han pronosticado futuras tendencias negativas en el ozono, incluso para las mismas cantidades de halógenos, como resultado del enfriamiento por el efecto invernadero (0.8°C/década a 25 km), un factor 4 mas intenso que el calentamiento junto al suelo.

5.3.3. Ozono en latitudes medias.

Los procesos de destrucción no sólo ocurren en las regiones polares. Aunque en mucha menor medida, también se observan tendencias negativas significativas estadísticamente en primavera en latitudes medias. Habida cuenta que los mecanismos polares no funcionan en otras regiones se han propuesto varias alternativas. A) El aire del interior del vórtice se diluye por latitudes mas bajas cuando el vórtice se rompe a finales del invierno contribuyendo a hacer descender la columna de ozono en latitudes medias. B) Restos de los halógenos activados durante el periodo de temperaturas bajas en el interior del vórtice se distribuyen por latitudes medias destruyendo el ozono *in situ*. C) Las reacciones heterogéneas tienen lugar también fuera del vórtice.

La posibilidad de una contribución dinámica a la destrucción observada ha ido cobrando fuerza en los últimos años, después de un periodo en que el campo ha estado dominado por una visión puramente química de la estratosfera. En la medida en que la densidad de ozono en las regiones polares depende de la intensidad del transporte meridiano, tendencias en esta intensidad forzosamente motivarán tendencias en el ozono. Si la magnitud del transporte meridiano es función, en última instancia, del campo global de temperaturas, parece evidente que el incremento de CO₂ puede jugar un papel en la modulación del transporte meridiano. Un enfoque distinto del mismo problema ha sido propuesto por científicos del DWD alemán [Steinbreck et al, 1998] quienes aseguran que pueden justificar casi la mitad de las disminuciones de ozono observadas sobre Baviera simplemente como consecuencia de una elevación de la tropopausa en las últimas dos décadas. Esta elevación de la tropopausa la atribuyen al calentamiento de la troposfera, vinculando los problemas del calentamiento global con la destrucción de ozono.

5.4. Estructuras a mezzo-escala: Streamers y mini-agujeros de ozono.

En el sector europeo de latitudes medias es relativamente frecuente encontrar bandas con una orientación mas o menos siguiendo los paralelos conteniendo concentraciones de ozono manifiestamente mas bajo del normal. Estos episodios ocurren en invierno y están asociados a deformaciones y roturas de las dorsales de las ondas planetarias en latitudes medias. Estas estructuras son conocidas como *Streamers* de ozono aunque también se han referido como *mini-agujeros* de ozono. Existe en Europa una sub-comunidad del ozono que dedica sus esfuerzos de investigación en este campo,

tanto a estudiar sus orígenes [p.e. Orsolini y Limpasuvan, 2001] como estadísticas espaciales y temporales [Bojkov and Balis 2001, Erbertseder 2004]. El máximo de ocurrencias tiene lugar en centro Europa aunque las frecuencias dependen fuertemente de los años y de los meses considerados. Los valores bajos de ozono medidos coinciden con intrusiones de aire tropical y tropopausas muy altas por lo que estos episodios no tienen una componente química. Un aumento de las ocurrencias con el tiempo tendría como consecuencia una disminución de ozono sobre Europa, aunque por el momento las series de datos no permiten obtener resultados concluyentes.

Un caso especialmente interesante por su intensidad, su estructura, sus orígenes y su ubicación tuvo lugar el 10 de enero de 2004 sobre la Península Ibérica [Gil et al., 2004]. En esa fecha se alcanzaron los valores históricos mas bajos desde que se tienen medidas (1980). Madrid registró un valor de 181 DU, propio de las regiones antárticas durante el agujero de ozono (figura 5.10).

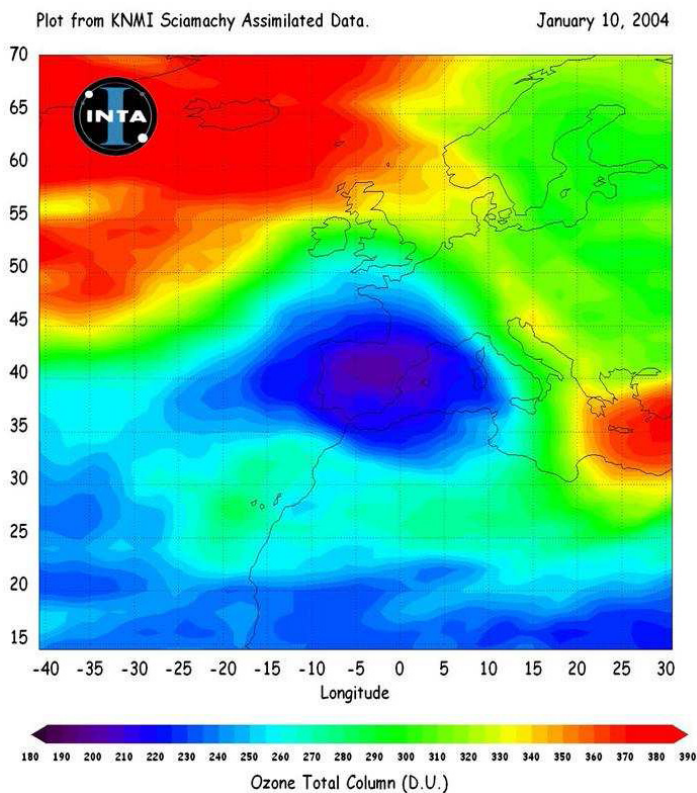


Figura 5.10. Mini-agujero de ozono del 10 de enero de de 2004 observado por el instrumento SCIAMACHY a bordo del satélite ENVISAT de la ESA.

Morfológicamente podemos definirlo como un *mini-agujero* puesto que, a diferencia de los streamers, se trata de un mínimo espacialmente cerrado. En este caso tres efectos se asociaron para dar lugar a los excepcionales valores registrados. Por debajo del nivel de 80 hPa la situación es típica de streamers. Rotura de la dorsal de una onda intensa muy deformada en el Atlántico que introduce una masa de aire tropical en la Península.

Siguiendo las retrotrayectorias se observa que las masas de aire proceden del Caribe, donde las temperaturas de la tropopausa eran anormalmente bajas (3 °C por debajo de la media 1978-2003 para la estación). Cuando alcanza la vertical de Madrid, la temperatura a 80 hPa era 11° inferior a la media del mes. Es decir, el día 10 el aire sobre la vertical de Madrid además de tropical, contenía menos ozono por las bajas temperaturas del cinturón tropical. El radiosondeo de Madrid recoge la tropopausa de latitudes medias y una segunda tropopausa, tropical, más alta y más fría que la primera. Un tercer fenómeno coincidió con los expuestos.

Durante esos días el vórtice polar y el campo de temperaturas sufren una elongación sobre el continente europeo, extendiéndose las bajas temperaturas y los valores bajos de ozono propios del vórtice hasta el norte de África. En resumen, Bajo ozono hasta 18 km por la entrada de aire tropical y bajo ozono por encima de unos 20 km por encontrarse aire polar. La excepcionalidad del evento se pone de manifiesto observando el gráfico de frecuencias de ocurrencias.

5.5. Rudimentos de instrumentación óptica y electroquímica.

El ozono en la estratosfera se mide mediante dos técnicas radicalmente distintas según el objeto de la observación. Para medidas *in situ* en perfil vertical se emplean células electroquímicas basadas en la lectura de la corriente generada en los extremos de los electrodos cuando aire conteniendo ozono es burbujeado mediante un bomba en el interior de una solución de yoduro potásico. La corriente generada es proporcional al ozono contenido en el aire. Conociendo el volumen y la densidad de aire que entra en la célula podemos conocer con precisión el ozono. Estos instrumentos se lanzan colgados de un globo para obtener perfiles verticales hasta unos 30 km. El sensor de ozono se acopla a un transmisor que envía a tierra los datos obtenidos en cada altura. Con este procedimiento puede medirse con precisión con una resolución vertical de unos 25 m. El principal inconveniente es que las sondas son muy costosas y generalmente no son recuperadas. A pesar de ello, existen estaciones meteorológicas en distintos lugares del planeta que desarrollan un programa de medidas de ozono. En España la AEMET opera la estación de Barajas y la de Sta. Cruz de Tenerife.

Una técnica menos costosa pero limitada a obtener sólo el contenido total de ozono en la atmósfera es la absorción diferencial. Existen varios métodos que utilizan esta técnica que se basa analizar la radiación procedente del Sol, bien midiendo a sol directo o recogiendo la radiación difusa del fondo del cielo. Aplicando la Ley de Lambert-Beer a las medidas tomadas en dos frecuencias de espectro electromagnético en el rango visible o UV, una de ellas muy absorbida por el ozono y otra con poca absorción, podemos obtener el valor total entre el instrumento y el exterior de la atmósfera. Este valor se denomina *columna total de ozono*.

5.6. Perspectivas futuras.

La principal demanda de la opinión pública a los científicos en el tema del ozono estratosférico, que se canaliza a través de las organizaciones internacionales implicadas en la protección de la capa de ozono y de las estructuras políticas con responsabilidades medioambientales, es conocer si el acuerdo adoptado en el Convenio de Viena y materializado en las medidas adoptadas en el Protocolo de Montreal y sus sucesivas enmiendas están siendo efectivas. Los datos de emisiones proporcionados por los productores de las sustancias destructoras, los inventarios recopilados por los organismos internacionales (OMM, UNEP, etc) y las observaciones globales de los últimos años han servido para crear una percepción entre los responsables políticos, e incluso de política científica, de que el problema de la disminución de la capa de ozono es un problema resuelto, hasta el punto de que los fondos en este campo y en la estratosfera en general ya están sufriendo las consecuencias. Muchos científicos incorporados a este campo en décadas pasadas están reconduciendo sus intereses hacia alturas más bajas buscando áreas de financiación mejor dotadas.

Este panorama encuentra su explicación en el desacoplamiento entre las escalas de tiempo científicas y políticas. En la figura 5.11 se muestra las observaciones de CFC y otros productos destructores de ozono en el aire y la previsible disminución teniendo en cuenta su tiempo de vida media. Aunque todos ellos se encuentran ya en su rama descendente, la limpieza total de la atmósfera llevará décadas. La situación respecto a los halones es aún peor. La mayor parte de ellos están regulados pero su concentración en la atmósfera aún continúa aumentando. Aún en la hipótesis de que nuevos elementos no entren en la escena, la situación no se va a normalizar hasta mediados del presente siglo. Lamentablemente la incertidumbre de los modelos a largo plazo hace que no pueda establecerse con precisión una fecha (figura 5.12).

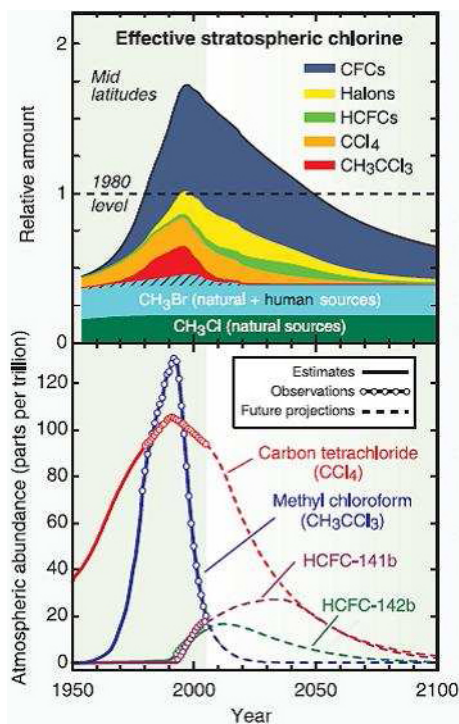


Figura 5.11. Evolución temporal de los principales CFCs que contribuyen a liberar Cloro destructor del ozono y estimaciones futuras (Fuente: Ozone Assessment 2003, WMO).

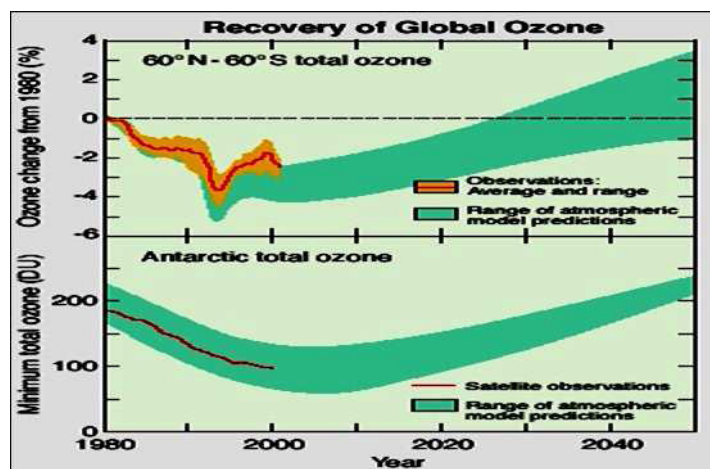


Figura 5.12. Evolución de la anomalía del ozono global (medias planetarias) con el tiempo. Las predicciones futuras presentan mucha incertidumbre como ponen de manifiesto las estimaciones basadas en modelos (Fuente OzoneAssessment, WMO 2003).

La incertidumbre está asociada a distintos escenarios de aerosoles en la estratosfera motivadas por erupciones volcánicas no predecibles, grado de disminución de la temperatura o eficacia en la eliminación de productos bromados, entre otros.

Esta incertidumbre está creando un movimiento entre las instituciones con responsabilidad de monitorización (p.e. centros meteorológicos) y entre los científicos con instrumentación sofisticada que estudian la estratosfera (p.e. red NDSC, comunidad de satélites atmosféricos, etc) en el sentido de sensibilizar a los responsables de política científica de la necesidad de programas de observación a largo plazo, tradicionalmente considerados como actividades rutinarias no susceptibles de financiación por los programas de I+D. En este sentido el Programa europeo GMES (Global Monitoring for Environment and Security) ha servido para establecer un Marco bajo el que previsiblemente se desarrollarán grandes proyectos coordinados internacionalmente para el seguimiento de la capa de ozono.

5.7. Conclusiones.

La capa de ozono se encuentra en equilibrio químico-dinámico-radiativo, de manera que cualquier modificación en uno de estas tres áreas influirá sobre la densidad medida. El aumento de especies halogenadas en la atmósfera ha hecho que en las últimas décadas todo el esfuerzo se haya orientado en esta dirección, sin embargo recientemente ha vuelto a tenerse en cuenta los posibles efectos dinámicos sobre la capa. En particular, las tendencias en la temperatura pueden: a) Modificar el equilibrio mediante calentamiento en las capas bajas que elevan la tropopausa, b) Alterar el gradiente meridiano estratosférico que, a su vez, c) perturba la actividad de ondas y el transporte meridiano a los polos y, d) la frecuencia de rotura de ondas en latitudes medias que tienen como consecuencia un mayor aporte de aire tropical bajo en ozono en latitudes medias (especialmente en el sector europeo). Unos efectos mixtos química-dinámica serían las modificaciones en las constantes de las reacciones, y el aumento de PSC motivadas por un enfriamiento de la estratosfera asociado a la sobre-emisión del radiación IR por el CO₂ y otros gases invernadero.

Las medidas adoptadas para la eliminación de gases que destruyen la capa de ozono parece que está proporcionando buenos resultados aunque aún es pronto para establecer de forma concluyente que el problema está resuelto. Las observaciones continuadas en las próximas décadas, no sólo del propio ozono, sino de los gases que intervienen en su química, y en la evolución de la temperatura de la estratosfera son necesarias para poder confirmar si el ozono recupera los valores medidos en la década de los setenta y anteriores. Las observaciones son también necesarias para detectar otras posibles interferencias no previstas y para avanzar en la investigación de la estratosfera.

5.8. Bibliografía.

- BRASSEUR, G. Y SOLOMON, S. (1986). *Aeronomy of the middle atmosphere*, Ed. Reidel Comp.
- BOJKOV R. D. AND BALIS, D.S. (2001). *Characteristics of episodes with extremely low ozone values in the northern middle latitudes 1957-2000*, *Annales Geophysicae*, 19, 797-807.
- DESSLER, A. (2000). *Chemistry and Physics of the Stratospheric Ozone*, Elsevier.
- ERBERTSEDER, THILO. (2004). Tesis doctoral, en ejecución, comunicación privada, DLR.
- FARMAN, J.C., GARDINER B. G. Y SHANKLIN, J.D. (1985). *Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction*, *Nature*, 315, 207-210.
- HOLTON, J.R., HAYNES, P.S., MCINTYRE, M.E., DOUGLASS, A.R., RODD, R.D. Y PFISTER, L. (1995). *Stratosphere-Troposphere Exchange*, *Rev. Geophys.*, 33, 403-439.
- GIL, M., PARRONDO, C., NAVARRO, M., CUEVAS, E., REDONDAS, A., CAMACHO, J.L., LABAJO, A., BALIS, D. S., ZEREFOS, C. S. (2004). *Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter*, *Quadrennial Ozone Symposium 2004*.
- LABITZKE AND VAN LOON. (1999). *The Stratosphere*, Springer.
- MOLINA, M.J. Y ROWLAND, F.S. (1974). *Stratospheric sinks for chlorofluoromethanes: Chlorine atoms catalyzed destruction of ozone*, *Nature* 249, 810-814.
- MOLINA, L.T. Y MOLINA, M.J. (1987). *Production of Cl₂O₂ from the self-reaction of the ClO radical*, *J. Phys. Chem.*, 91, 433-436.
- ORSOLINI Y. J. AND LIMPASUVAN, V. (2001). *The North Atlantic Oscillation and the occurrences of mini-holes*, *Geophys. Res. Lett.*, V28, N21, 4099-4102.
- REX, M., SALAWITCH, R.J., HARRIS, N. R. P., VON DER GATHEN, P., BRAATHEN, G.O., SCHULZ, A., DECKELMAN, H., CHIPPERFIELD, M., SINNHUBER, B.M., REIMER, E., ALFIER, R., BEVILACQUA, R., HOPPEL, K., FROMM, M., LUMPE, J., KÜLLMANN, H., KLEINBÖHL, A., BREMER, H., VON KÖNIG, M., KÜNZI, K., TOOHEY, D., VÖMEL, H., RICHARD, E., AIKIN, K., JOST, H., GREENBLATT, J.B., LOEWENSTEIN, M., PODOLSKA, J.R., WEBSTER, C.R., FLESCHE, G.J., SCOTT, D.C., HERMAN, R.L., ELKINS, J.W. , RAY, E.A., MOORE, F.L., HURST, D.F., ROMASHKIN, P., TOON, G.C., SEN, B., MARGITAN, J.J., WENNBERG, P., NEUBER, R., ALLART, M., ALPERS, M., BOJKOV, B.R., CISNEROS, J., CLAUDE, H., DAVIES, J., DAVIES, W., DE BACKER, H., DIER, H., DOROKHOV, V., FAST, H., GODIN, S., JOHNSON, B., KONDO, Y., KYRÖ, E., LITYNSKA, Z., MIKKELSEN, I.S., MOLYNEUX, M.J., MORAN, E., MURPHY, G., NAGAI, T., NA-KANE, H., PARRONDO, C., RAVEGNANI, F., SCHMIDLIN, F.J. , SKRIVANKOVA, P., VAROTSOS, C., VIALLE, P. VIATTE, C., YUSHKOV, V., AND ZEREFOS, C. (2002). *Chemical depletion of arctic ozone in winter 1999/2000*, *J. Geophys. Res.*, 107, 8276, 10.1029/2001JD000533.
- SCHERHAG, R. (1952). *Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/52*, *Ber. Deut. Wetterdienst* 38, 51-63.
- SOLOMON, S. (1999). *Stratospheric Ozone Depletion: A review of concept and history*, *Rev. Geophys.*, 37, 275-316.
- STEINBRECHT, W., CLAUDE, H., KÖHLER, U, AND HOINKA, K.P. (1998). *Correlations between tropopause height and total ozone: Implications for long-term changes*, *J. Geophys. Res.*, 103, 19,183-19,192.
- TATSUO SHIMAZAKI. (1985). *Minor constituents in the middle atmosphere*, Reidel Pub. Comp.
- WAYNE, R. (1990). *Chemistry of the atmosphere*. Oxford University Press, UK.
- WMO-2003. *Scientific Assessment of ozone depletion:2002*.
- Atmospheric Chemistry and Global Change*, Ed. By Brasseur, Orlando y Tindall, Oxford University Press, 1999.
- The middle atmosphere and Space observations*, CNES, Cepadues De., Toulouse, Francia, 1991.

6. Causas del Cambio climático: Los cambios en el balance de radiación.

Luis Balairón(*).
Agencia Estatal de Meteorología.

6.1. Introducción.

Nuestro planeta es habitable debido a la presencia natural en la atmósfera de gases de efecto de invernadero: Los principales son el vapor de agua y el dióxido de carbono (CO_2). Gracias a este efecto, el promedio de la temperatura en superficie es de unos 15°C , lo que supone 33°C por encima de los -18°C que existirían en una Tierra sin atmósfera o sin la presencia de los gases citados y algunos otros como el metano (CH_4) o el óxido nitroso (N_2O).

Durante los últimos doscientos años, la humanidad ha llevado a cabo un experimento involuntario sobre el Clima de la Tierra, al aumentar progresivamente las emisiones de gases de invernadero diferentes del vapor de agua. Las concentraciones correspondientes a los gases CO_2 , CH_4 y N_2O han aumentado hasta alcanzar incrementos del 30%, 145% y 15% respectivamente, para 1990 (año de referencia del Protocolo de Kioto para estos gases), en relación con los valores preindustriales (1750-1800). Actualmente emitimos a la atmósfera 8.200 millones de toneladas de C procedentes de la quema de combustibles fósiles y la producción de cemento y 2.00 procedentes de cambios en el uso del suelo (en términos de CO_2 hay que multiplicar por 3.66 y obtenemos $30\text{GtCO}_2/\text{año}$ y $8\text{GtCO}_2/\text{año}$ respectivamente).

En términos de CO_2 equivalente se emiten otras $11\text{GtCO}_2\text{ eq}/\text{año}$ correspondientes a emisiones del resto de gases de invernadero, que con la excepción del óxido nitroso, son gases que hemos introducido en el siglo XX, como componente antropogénicos de la atmósfera terrestre, como los halocarbonos, los compuestos perfluorados o el hexafluoruro de azufre. Estos compuestos se encuentran en cantidades muy escasas, pero de cientos a miles de veces más activos que el CO_2 como gases de invernadero y con frecuencia con tiempos de residencia en la atmósfera muy elevados.

Durante las últimas décadas se ha afianzado la denominación genérica de cambio climático para referirse a un Cambio Climático inducido potencialmente por el aumento no natural de los gases presentes en la atmósfera, con capacidad de absorción de la radiación infrarroja terrestre y cuyo denominación más correcta es la de “gases radiativamente activos”.

El calentamiento observado en superficie, se monitoriza mediante indicadores del cambio de la temperatura mundial del aire en superficie, que señalan un aumento de $0,74^\circ\text{C}\pm 0,18^\circ\text{C}$, como tendencia lineal estimada en el período de 100 años (1906-2005). El ritmo de calentamiento por década en esos 100 años ha sido de $0,07^\circ\text{C}\pm 0,02^\circ\text{C}$. En los últimos 50 años se ha duplicado y tiene un valor de $0,13^\circ\text{C}\pm 0,03^\circ\text{C}$.

La figura 6.1 ilustra las anomalías de la temperatura hasta 2009, relativas al periodo 1951-80, y proceden del Goddard Institute for Space Studies (GISS/NASA: Hansen et al., 2009).

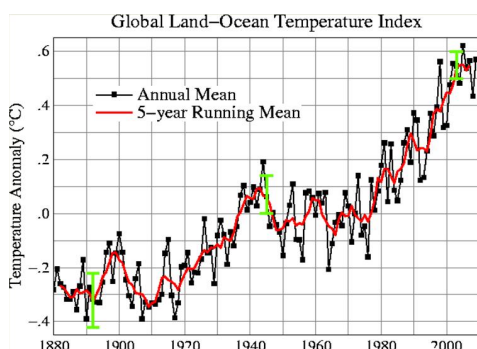


Figura 6.1. Anomalías de temperaturas globales Tierra + Océanos (GISS/NASA: Hansen et al., 2009).

6.2. El sistema climático.

En la segunda mitad del siglo XX, se generalizaron las ideas de sistemas dinámicos para describir comportamientos de sistemas complejos, formados por varios subsistemas con interacciones mutuas, frecuentemente no lineales.

Consideramos que el Sistema Climático (Fig.6.2) está constituido por la atmósfera; la hidrosfera, que incluye océanos y aguas dulces continentales; la criosfera, formada por hielos y nieves; la biosfera y la litosfera. La idea de Sistema climático nace asociada a su posibilidad de modelización, es decir de formulación de las ecuaciones básicas que rigen

cada en cada subsistema y las interacciones e intercambios de masa, energía y momento, entre subsistemas o partes de los subsistemas. En la actualidad, entendemos el clima como una descripción de los estados característicos de la atmósfera, en períodos y escalas de tiempo establecidas, y los cambios de clima como la respuesta de adaptación del Sistema ante los cambios en los balances de energía planetaria, en busca de un nuevo equilibrio. La intensificación del efecto invernadero “fuerza” a la atmósfera a calentarse en sus capas bajas y a enfriarse en las capas altas, para mantener constante la temperatura de equilibrio del planeta en su conjunto.

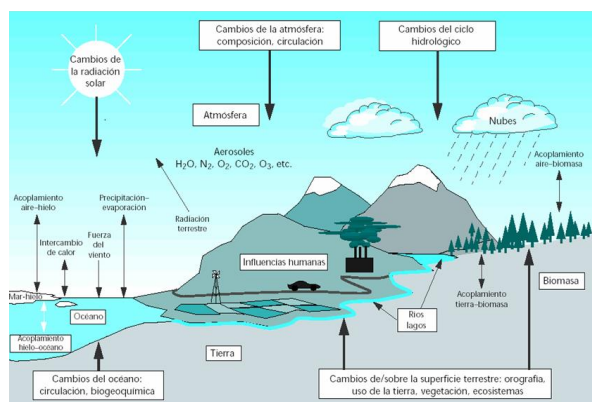


Figura 6.2. El sistema climático: componentes, procesos e interacciones (Fuente: IPCC.97)

El conocimiento y la simulación de este sistema mediante ecuaciones resueltas con métodos numéricos, la investigación de las interacciones entre los subsistemas y la obtención de datos presentes sobre los ciclos y flujos de materia y energía, y los datos del pasado, orientan en las últimas décadas el trabajo de la ciencia del clima. El estudio estadístico de las series tiene un valor complementario, para la validación de los modelos y para la detección y atribución de las señales de cambio climático.

En consecuencia, dos son los retos conceptuales que limitan nuestra capacidad de anticipar la magnitud final del calentamiento producido por el aumento de gases de invernadero: En primer lugar, el de conocer con precisión la influencia de los procesos que amplifican o que inhiben el calentamiento inicial y, en segundo lugar, el de comprender a fondo la naturaleza del sistema climático como sistema caótico, que podría estar en equilibrio en más de un estado.

En la actualidad disponemos de técnicas como las dataciones con isótopos de estratos de sedimentos lacustres; el análisis del aire fósil atrapado en burbujas de testigos de hielo; la dendrocronología, que obtiene datos a partir de los anillos de los árboles; las reconstrucciones históricas y las medidas instrumentales más recientes, con las que se reconstruyen los climas del pasado y la historia fascinante de sus cambios.

La intercomparación de resultados confirma que el clima ha cambiado en todas las escalas de tiempo y de espacio, que las transiciones bruscas no son infrecuentes y que las causas periódicas de cambios se combinan con otras aleatorias para producir comportamientos “sorprendentes” poco predecibles y tan naturales e inherentes al clima, como las situaciones de estabilidad.

6.3. El clima del pasado.

Desde hace poco más de un millón de años, en lo que conocemos como Cuaternario, el clima de la Tierra presenta estados prolongados, casi permanentes, de glaciación, con duraciones de unos 100.000 a 50.000 años, separados por períodos cálidos de menor duración, que denominamos interglaciaciones, con una duración entre los 5.000 y los 10.000 años. Entre estos dos estados, la oscilación de las temperaturas medias planetarias en superficie superan los $10^{\circ}C$. La temperatura media mundial en superficie llega a experimentar enfriamientos de hasta $8^{\circ}C$, respecto a los valores actuales de referencia (convencionalmente, 1961-90) y calentamientos de más de $2^{\circ}C$.

Describir, comprender y explicar estos cambios y otros de menor y de mayor escala temporal, es el objetivo principal de una “teoría del clima”. En el siglo XX, se establecieron las bases de esta teoría general y se planificaron las observaciones necesarias de los componentes del sistema climático a través del GARP (Programa de Investigación de la Atmósfera Global).

El principal fundamento es comprender que todo cambio de clima global es una respuesta a cualquier causa externa o interna que altere el balance de radiación planetario. La principal consecuencia de las observaciones en diferentes escalas, es que el sistema es sensible y a veces muy sensible a cambios en el equilibrio radiativo, y contiene elementos e interacciones no lineales en su comportamiento, tanto en las propias ecuaciones que describen la atmósfera o el océano, como en las realimentaciones que son capaces de amplificar o atenuar un cambio de la temperatura o modificar la composición de la atmósfera.

En la segunda mitad del siglo XX, Berger y otros investigadores recuperaron y actualizaron la teoría de Milankovich que explicaba las glaciaciones e interglaciaciones del Cuaternario –aproximadamente los últimos 1,2 millones de años– como consecuencia de las características de los movimientos orbitales de la Tierra respecto al Sol (Berger, 1980).

La excentricidad, la inclinación y la precesión tienen períodos del orden de los 100.000, 40.000 y 20.000 años, con amplitudes variables, pero regulares, cuya combinación –suma algebraica– justifica una gran parte de la variabilidad observada en esas escalas de las decenas de miles de años. Sin embargo, sólo disponemos de explicaciones parciales, para explicar cambios observados en períodos menores, que han tenido lugar en el marco de cada glaciación e interglaciación, generalmente debidos a realimentaciones.

La figura 6.3 muestra resultados de la conocida base de datos del “testigo de hielo” de Vostok, en la Antártida, que ilustran la variación entre la última glaciación y el comienzo del Holoceno (los últimos 10.000 años), dos períodos en que el planeta estaba en equilibrio radiativo.

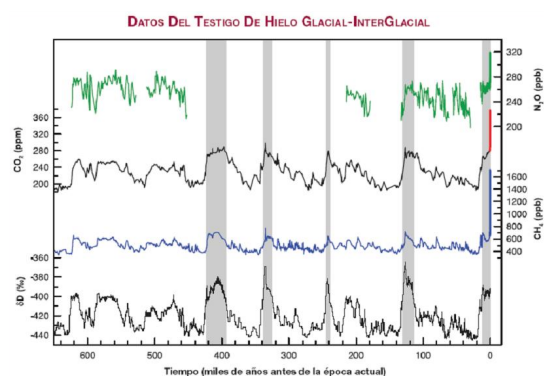


Figura 6.3. Glaciaciones e interglaciaciones (IPCC.07). Variaciones del deuterio D en el hielo ártico representativo de la temperatura local y variaciones de las concentraciones de CO_2 , CH_4 y N_2O . Barras grises: interglaciaciones.

6.4. Balance global de radiación y efecto de invernadero.

La energía entrante que recibimos procede en su práctica totalidad del Sol, en un amplio abanico de frecuencias, que son fundamentalmente de onda corta. En promedio esta energía es de unos 1367 W.m^{-2} , valor que se conoce como “constante solar”. So, aunque realmente es un valor variable. En las medidas del periodo 1940-1984 del ERB (Earth Radiation Budget) con radiómetros del satélite Nimbus 6, y durante la misión instrumental ACRIM (Active Cavity Radiometer) a bordo del satélite especial Solar Max, se establecieron valores bien correlacionados con los ciclos de 11 años de manchas solares (Hoffert, 1988), y son del orden de $\pm 1 \text{ W.m}^{-2}$ relativos al valor anterior de 1367 W.m^{-2} . En consecuencia el valor de la relación $\Delta S/S_0$ es aproximadamente $\pm 0,07 \text{ W.m}^{-2}$. En ese periodo los valores máximo y mínimo medio de la cte. solar fueron respectivamente 1369 y $1364,6 \text{ W.m}^{-2}$.

Parte de esta energía es reflejada. Considerando que la relación entre la sección circular que atraviesa la energía recibida por La Tierra y la superficie esférica de esta, es $1/4$ (es decir $\pi R^2/4 \pi R^2$) la energía entrante es $1367/4 = 341,75 \text{ W.m}^{-2}$. Con un albedo de 0,31 (31%) la energía neta disponible resultante se acerca a 236 W.m^{-2} . Si tomamos como albedo 0,30 el valor supera los 239 W.m^{-2} , que es un valor que encontramos con más frecuente en los textos. Parte de esta energía entrante es absorbida por la atmósfera, unos 68 unidades y parte son absorbidas por la superficie terrestre, unas 158 unidades.

6.4.1. Balance global de radiación.

En periodos del orden de un año, el balance global promediado de la radiación entrante y saliente, suele ofrecer una situación de equilibrio, que denominamos “equilibrio radiativo”. La radiación neta entrante, es de unos 236 W.m^{-2} (a veces se indican 240 W.m^{-2} con fines didácticos de simplificación y en todo caso depende de los valores utilizados de albedo y de constante solar S_0), y debe ser equilibrada con una cantidad igual reemitida hacia el espacio, aunque en forma de una energía más degradada, como es la infrarroja. La figura 6.4 muestra los valores generalmente admitidos para los flujos emitidos por la superficie y absorbidos por la atmósfera, así como los que escapan al espacio, tras los procesos de absorción y reemisión por parte de la atmósfera o directamente.

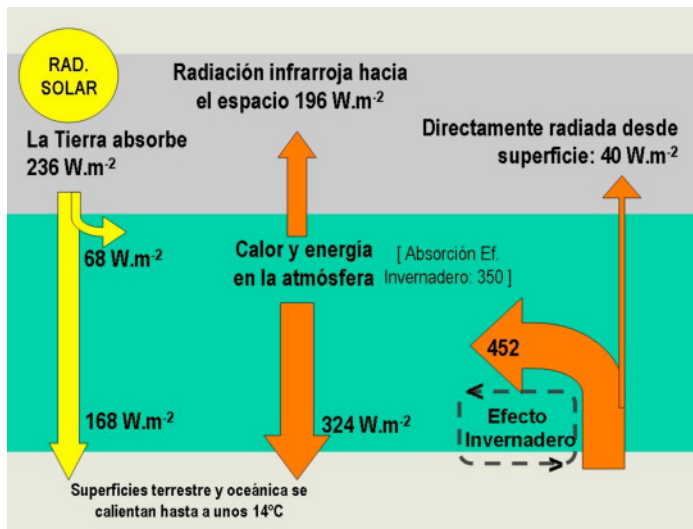


Figura 6.4. Balance global de radiación.

6.4.2. Temperaturas de equilibrio y de superficie bajo el efecto de invernadero.

La “temperatura media de equilibrio” T_e es la que se obtiene al igualar los términos que representan los flujos de energías de radiación entrante y saliente, bajo la hipótesis de que el planeta se encuentra en un estado cercano al equilibrio radiativo.

Para una Tierra sin atmósfera, su cálculo se obtiene como sigue:

Si S_0 es el flujo solar de radiación a la distancia r que separa el Sol del planeta, α la fracción reflejada del flujo recibido o albedo planetario (o reflectividad, promediada en todas las longitudes de onda) y R el radio del planeta, entonces la radiación neta de onda corta procedente del Sol recibida en la sección circular de radio R , que intercepta el planeta, será, tomando r como la distancia unidad:

$$\pi R^2 \cdot S_0 (1 - \alpha)$$

Por otra parte, el planeta idealizado emitirá un flujo de radiación proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta, en Kelvin, según la Ley de Stefan-Boltzman para un cuerpo negro, y considerando su forma esférica será, la radiación saliente vendrá dada por:

$$4\pi R^2 \cdot \sigma T^4$$

donde σ es la cte de Stefan-Boltzman.

En condiciones cercanas al equilibrio ambos términos deben igualarse, y para valores estándar de la constante solar y del albedo terrestre, la temperatura absoluta en superficie de una Tierra sin atmósfera o “temperatura de equilibrio”, sería:

$$T_e = [(S_0(1 - \alpha) / 4\sigma)]^{1/4} = 255 \text{ K} = -18^\circ\text{C}$$

Sin embargo, la presencia de gases de invernadero o gases “radiativamente activos” en una atmósfera planetaria, eleva considerablemente este valor, de forma que la temperatura observada de superficie T_s es mucho más elevada.

En nuestro sistema solar, los valores aproximados de T_e y T_s para Venus, la Tierra y Marte, en grados centígrados (**T_e** y **T_s** respectivamente), son:

Planeta	$T_e(^{\circ}\text{C})$	$T_s(^{\circ}\text{C})$	Cambio debido al E.Invernadero
Venus	-46 $^{\circ}\text{C}$	477 $^{\circ}\text{C}$	+523
La Tierra	-18 $^{\circ}\text{C}$	15 $^{\circ}\text{C}$	+33
Marte	-57 $^{\circ}\text{C}$	-47 $^{\circ}\text{C}$	+10

La última columna es una medida de la magnitud del efecto de invernadero en cada planeta. El efecto de invernadero es consecuencia de la presencia de gases poco o nada activos ante la radiación solar de onda corta que afecta al primer miembro de la ecuación del balance de radiación y que, por el contrario, son muy activos como absorbentes de la radiación saliente de onda larga, infrarroja, emitida por la superficie terrestre.

Así, el primer problema para establecer un modelo climático, ya sea de orden cero o superior, es conseguir expresar la temperatura de superficie en función de la temperatura de equilibrio o de otras variables. Este es un problema complicado, que excede esta exposición.

Para fijar los conceptos básicos, podemos utilizar un “modelo planetario de balance de energía” (PEMB) de orden cero muy simple. En él, se sustituye la hipótesis de un cuerpo negro por una superficie que emite con temperatura T_s en lugar de T_e , introduciendo un factor de “emisividad planetaria efectiva” ϵ_p , como:

$$\epsilon_p = (T_e/T_s)^4$$

con un valor empírico aproximado de 0,6.

Las ecuaciones que expresan el término de balance, que llamaremos N_o , en función de T_e y de T_s son:

$$N_o = [S_o(1 - \alpha)/4] - \sigma T_e^4 = [S_o(1 - \alpha)/4] - \epsilon_p \sigma T_s^4 \quad (N_o=0 \text{ en el equilibrio})$$

6.5. Forzantes o forzamientos radiativos: Clasificación de causas de cambio climáticos.

6.5.1 Concepto de forzamiento radiativo.

Conceptualmente cualquier proceso que altere o perturbe el equilibrio radiativo, en cualquier nivel, se denomina “forzante” o forzamiento radiativo (el término en inglés es “forcing”).

En las definiciones más formales y en los glosarios de los primeros informes del IPCC, se define como “flujo neto descendente medido en la tropopausa, en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ”. En realidad podemos hablar de forzamientos medidos en cualquier nivel y matizar su significado y así se trata en las partes más especializadas del informe IPCC.2007.

El forzamiento radiativo mide el efecto sobre los términos del balance radiativo de procesos tan diferentes como una alteración de la radiación solar recibida, una erupción volcánica, el debilitamiento de la capa de ozono estratosférica, las variaciones orbitales terrestres que justifican las alternancias glaciación-interglaciación explicadas por Milankovitch, los cambios de albedo, o los cambios debidos al aumento de gases de efecto invernadero y a la presencia de aerosoles atmosféricos. Y si cuantificamos cada influencia podemos comparar su importancia relativa.

Es por lo tanto un concepto simple que ayuda a cuantificar la “responsabilidad” de cada proceso, de cada fuente de cambio o de cada escala de perturbación. Identificar y cuantificar las causas, no elimina la incertidumbre totalmente sobre los efectos definitivos, pero deja poco lugar para las dudas sobre las causas primeras.

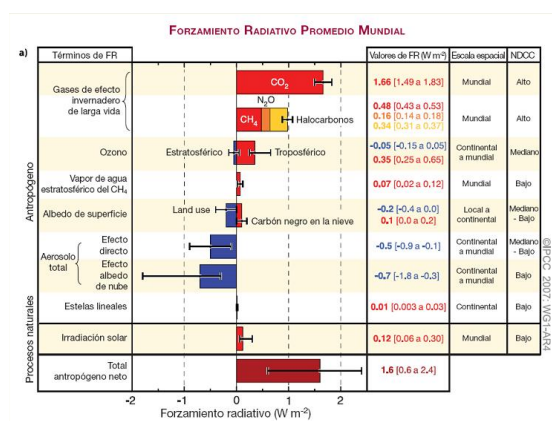


Figura 6.5. Cambio en los forzamientos. Actual - preindustrial (Fuente: IPCC).

6.5.2. Clasificación y comparación de forzamientos radiativos recientes.

Si los forzamientos radiativos son la causa primaria de cualquier cambio de clima y actúan en todas las escalas de tiempo, clasificar y cuantificar forzamientos es tanto como clasificar y cuantificar causas de clima, inmediatas y a medio y largo plazo.

La figura 6.5 resume la contabilidad actual de los forzamientos radiativos desde la época preindustrial hasta ahora (desde 1750 a 2000), a partir de la bibliografía e investigaciones contrastadas. Se observa que el forzamiento radiativo del CO₂, que era inicialmente uno más, se ha convertido en un forzamiento radiativo mucho mayor que el resto y con tendencia creciente. Tiene además un carácter acumulativo, debido a que la influencia de la fracción no absorbida por los océanos o las plantas, reside en la atmósfera muchos años, hasta su eliminación o absorción por otros subsistemas, muchos años después de su emisión.

En la medida en que los cambios en los forzamientos antropogénicos superan a los forzamientos naturales, que en escalas de tiempo cortas son muy estables, se convierten en forzamientos dominantes, como lo han sido a partir de la década 1960-70. En la actualidad, los forzamientos antropogénicos combinados para el periodo considerado tienen una distribución de probabilidad con un valor más probable de 1,6 W.m⁻² frente a un valor del forzamiento radiativo solar de 0,12 W.m⁻².

En consecuencia, es muy verosímil, que el calentamiento y los comportamientos observados de la temperatura desde hace 250 años hayan sido estables y pequeños en promedio, hasta el último tercio del siglo XX, debido a que los forzamientos naturales y los antropogénicos han tenido valores alternativamente dominantes y muy igualados. Esta situación se rompió definitivamente hacia 1970, en que el forzamiento creciente del CO₂ supera notablemente al resto, de forma que intensifica el efecto de invernadero directo, y desencadena realimentaciones en el sistema climático, que amplifican o reducen el calentamiento inicial para producir un cambio final de equilibrio.

Durante las décadas de 1940 a 1970, los forzamientos radiativos negativos debidos a la contaminación por aerosoles de sulfato, moderaron el calentamiento debido a la intensificación del efecto invernadero. El control de la contaminación urbana y el aumento de emisiones de CO₂ han roto definitivamente esa situación. El clima futuro, como el de cualquier momento, dependerá de los forzamientos que alteran el balance de radiación y, por primera vez, parte de esas condiciones pueden ser alteradas de forma decisiva por la actividad conjunta de la especie humana sobre La Tierra.

6.5.3. Variabilidad de forzamiento Solar.

El forzamiento solar es una fuente de variabilidad natural de la temperatura global y motivo frecuente de polémicas. La figura 6.6a, basada en el análisis de mediciones satelitarias, de Richard Willson, muestra que en 2007 se encuentra en el mínimo del actual ciclo de 10-11 años solares. Otro análisis de los datos por satélite de Judith Lean señala que la mínima radiación solar en 2007 fue ligeramente inferior a los dos mínimos anteriores en la era de los satélites.

En todo caso, el orden de magnitud de la variabilidad solar cíclica, en términos de cambio forzamiento es de unos 0,3 W/m² entre máximos y mínimos solares. Es decir que oscila en $\pm 0,15 \text{ W.m}^{-2}$ en torno a su valor medio. En comparación, los forzamientos radiativos antropogénicos, por aumento de gases de efecto de invernadero, aumentan a un ritmo de alrededor de 0,3 W.m⁻² por década (Hansen y Sato 2004). Así, en la época actual, las variaciones solares no pueden tener un impacto sustancial en las tendencias de calentamiento global a largo plazo. Y durante los próximos años hasta 2011 o 2012 el valor aumentará ligeramente hasta llegar al máximo y descender de forma análoga a los ciclos anteriores, aunque de forma más débil, según las previsiones más fiables.

La figura 6.6b sintetiza la evolución de los forzamientos radiativos debidos al vulcanismo y a la irradiación solar durante el último milenio y los compara con los forzamientos conjuntos debido al resto de procesos, especialmente el de cambios en la concentración de gases invernadero y aerosoles de diversa naturaleza.

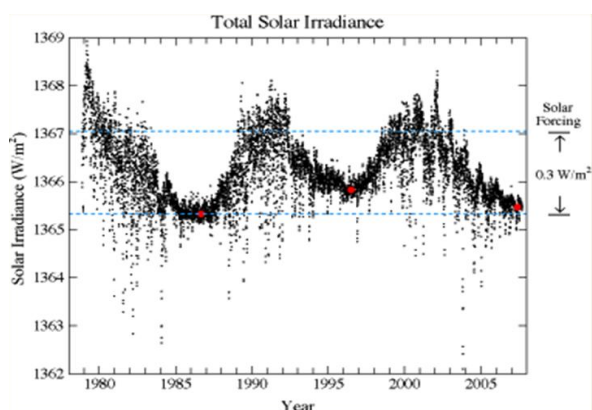


Figura 6.6a. Variabilidad solar reciente (Fuente: Wilson and Mordvinov, 2003 y NASA_Hansen, 2007).

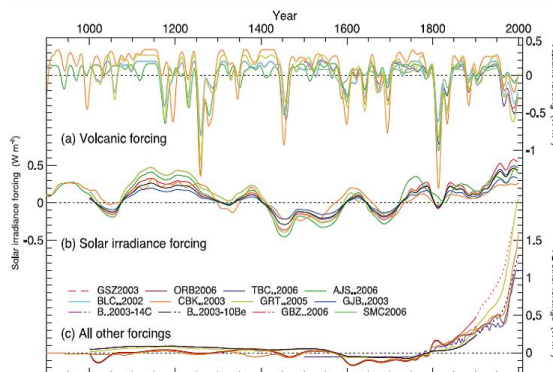


Figura 6.6b. Evolución de los forzamientos radiativos volcánicos, solares y restantes incluidos los antropogénicos (Informe IPCC.2007).

6.6. Sensibilidad climática de la temperatura a los forzamientos: Realimentaciones.

El cambio de la temperatura en superficie promediada mundialmente, ΔT_s , como respuesta de equilibrio ante un forzamiento radiativo, es proporcional a este, en una primera aproximación:

$$\Delta T_s = \lambda \cdot \Delta Q$$

donde ΔQ es la perturbación o forzamiento radiativo aplicado en W.m⁻² y λ es la "sensibilidad" climática o respuesta unitaria de la temperatura para cada unidad de forzamiento (°C / W.m⁻²). Para los 4,2 W.m⁻² que corresponden al forzamiento de la duplicación del CO₂, el calentamiento radiativo sería igual a 1,2°C, si el sistema respondiera como una cuerpo negro perfecto y sin proceso alguno de respuesta posterior.

6.6.1. Sensibilidad y forzamiento radiativo: Teoría simplificada (Schelesinger, 1986).

Cuando se produce un forzamiento radiativo con valor ΔRF , es decir cuando N_o (ver 6.4.2 al final) es distinto de cero, el modelo más simple de respuesta es una variación de la temperatura sin realimentaciones (feedbacks) que producirá una "ganancia" de temperatura (o una pérdida) dada por:

$$(\Delta T_s)_o = G_o \cdot \Delta RF$$

G_o , es la ganancia de temperatura sin realimentaciones, y se estima derivando la ecuación anterior de N_o respecto a T_s .

Se obtiene así:

$$G_o = (4\varepsilon_p \sigma T_s^3)^{-1}$$

G_o , vale aproximadamente $0,3^\circ\text{C}/\text{W.m}^{-2}$.

Los procesos reales de realimentación, se introducen mediante una analogía con un sistema eléctrico en el que la ganancia generalizada G adopta la forma de

$$G = [G_o / (1-f)]$$

f es el factor “feedback” o de realimentación.

La expresión generalizada para f , viene dada por:

$$f = G_o \cdot \sum [(\partial N / \partial X_j) \cdot (\partial X_j / \partial T_s)]$$

donde las X_j son las variables internas del sistema climático que rigen los procesos de realimentación, para cada desequilibrio radiativo.

Así, la respuesta de la temperatura de superficie a forzamientos en el sistema con realimentaciones, se expresa como

$$\Delta T_s = G \cdot \Delta R_F = [G_o / (1-f)] \cdot \Delta R_F$$

$(\Delta T_s)_o = 1,2^\circ\text{C}$ sin realimentaciones. ΔT_s con realimentaciones dependerá del factor $[G_o / (1-f)]$ que multiplica al forzamiento radiativo, y que coincide con la idea expuesta de “sensibilidad” del sistema. Las características de los procesos y de los modelos que los simulan modifican la respuesta inicial sin realimentación, la reducen o la amplifican según los casos y quedan englobadas en el valor de la sensibilidad.

Según las mejores estimaciones actuales de los efectos de la nubosidad y de otras realimentaciones con menor incertidumbre, la señal de calentamiento inicial de $1,2^\circ\text{C}$ se amplifica hasta valores comprendidos entre $1,5^\circ\text{C}$ y $4,5^\circ\text{C}$ según los enfoques y tipos de modelos climáticos utilizados. Más adelante veremos que también se estiman las sensibilidades a partir de la observación empírica del clima del pasado.

6.6.2. Realimentaciones lentas y rápidas.

En los modelos más complejos se distingue entre los procesos de respuesta rápida (evaporación, modificación de la nubosidad, convectividad y otros) y los de respuesta lenta, de más largo plazo de respuesta, como los cambios de albedo planetario, el ciclo del carbono, los deshielos progresivos o los cambios en la circulación termohalina de los océanos.

Todos ellos amplifican o moderan el cambio inicial y son responsables de parte de las incertidumbres existentes. A estos procesos que modifican ese valor de equilibrio inicial se les conoce como “realimentaciones” del sistema.

Procesos de realimentación	Signo	Carácter
Aumento de la evaporación	+	Rápido
Nubosidad	\pm	Rápido
Cubiertas de hielo y nieve	+	Lento/Rápido
Vegetación	\pm	Lento
Ciclo del carbono	\pm	Lento

Si amplifican el cambio inicial, se denominan positivos y si contrarrestan ese cambio, se denominan negativos. Los tiempos característicos de respuesta son muy diferentes y se consideran “lentos”, cuando van de decenios a miles de años, y “rápidos” cuando es de pocos años hasta la respuesta casi instantánea.

En particular, el ciclo del CO_2 actúa como realimentación positiva de cualquier cambio de temperatura, con independencia de su origen. El mecanismo básico se debe al colapso a largo plazo del océano como sumidero neto de carbono, de forma que pasa a ser un absorbente neto nulo o un emisor neto. Esta capacidad de actuar como sumidero o como emisor neto de CO_2 convierte al océano en el principal regulador del ciclo y se debe a la cercanía de los valores de los flujos absorbido y emitido en el intercambio océano-atmósfera y a la reducción de su capacidad de absorción con la temperatura.

En los episodios de calentamiento debidos a Milankovitch, la consecuencia es un aumento del CO_2 almacenado en la atmósfera, debido al proceso “lento” expuesto. A su vez se produce un calentamiento adicional “rápido” por intensificación del efecto de invernadero. Algo análogo pero a la inversa se produce en los episodios de enfriamiento. Este proceso “acoplado” se ha comprobado durante las fases de glaciación pasadas y justifica una parte de los comportamientos observados, como los desfases de hasta 700 años entre los cambios de temperatura y CO_2 .

La incompreensión de este proceso acoplado forma parte de la sinrazón de la polémica mediática, basada en gran parte en el documental de Al Gore “Una verdad incómoda”, que ignora la realimentación lenta, y en otros documentales contrarios (como “La gran mentira”) que ignoran la realimentación rápida. Ambos tipos de documentales y polemistas parecen ignorar las interacciones mutuas, el acoplamiento, que constituye el núcleo del problema y del conocimiento actual.

Se ha demostrado que los cambios y aparentes desfases de la temperatura durante los grandes cambios, se deben en primera instancia a los forzamientos astronómicos (Milankovitch) y a dos forzamientos vinculados con realimentaciones: el originado por los cambios de las capas de hielo y el aumento de concentraciones de gases de invernadero por alteración de sus ciclos biogeoquímicos. Son forzamientos inducidos, que controlan la cantidad de radiación que se devuelve al espacio, y los calentamientos y enfriamientos a corto plazo.

Por otra parte, se han logrado explicar episodios climáticos complejos y cambios bruscos, como el inicio y final del período de enfriamiento conocido como “Younger Dryas”, hace 11.600 años. El final de este enfriamiento, marcó el inicio del calentamiento posterior que llega hasta nuestros días. Es un caso de especial interés porque sabemos que en realidad es un “retroceso” en el proceso general de calentamiento característico de la transición glacial-interglacial, iniciada hace 18.000 años. Enseña mucho acerca de las escalas de tiempo de un cambio climático. En la actualidad se considera suficientemente explicado este comportamiento y otros similares, mediante el colapso de la circulación termohalina (Broecker W.S et al, 1989 y Stouffer, R.J., et al., 2006)

También es posible obtener estimaciones de la sensibilidad de forma empírica, y considerar los efectos de los procesos lentos y los rápidos, durante las alternancias glaciación e interglaciación, o en la influencia de los forzamientos negativos de apantallamiento debidos al vulcanismo intenso –oscurecimiento global-.

La sensibilidad climática comúnmente aceptada, a partir de resultados empíricos, se estima en unos $3/4^\circ\text{C}$ por Wm^{-2} , para forzamientos climáticos unidad. Este resultado es coherente con el valor de $0,7^\circ\text{C}/\text{Wm}^{-2}$ que se obtiene en evaluaciones obtenidas mediante modelos climáticos, de diversa complejidad. Aplicadas al forzamiento calculado para una duplicación del CO_2 , que es de $4,2 \text{ Wm}^{-2}$, el calentamiento asociado sería de unos 3°C , lo que resulta muy compatible con los valores promedio de los modelos. Este valor se conoce a veces como sensibilidad de Charney, como coordinador de uno de los informes pioneros sobre CO_2 y temperatura del National Research Council de Estados Unidos, en el que se consideraban realimentaciones mediante modelos radiativo-convectivos MRC. Recientemente, Hansen (2007), ha reconsiderado este valor a partir de los comportamientos del sistema en las últimas glaciaciones, dando más peso a los procesos lentos de realimentación y estima que puede la sensibilidad en procesos lentos puede tender a los 6°C .

Ambos valores son útiles como referencia. Uno para fijar el valor más probable a partir de la mayor parte de los modelos y otro para establecer un calentamiento máximo, para los estudios de riesgo e impacto. El clima forzado por la actividad humana, incluye forzamientos negativos debidos a los aerosoles troposféricos que han contrarrestado el calentamiento en los últimas décadas. En esa escala de tiempo, la sensibilidad Charney es una buena aproximación, porque la contribución de los procesos de realimentación lenta es pequeña.

La posibilidad de una sensibilidad más alta está unida para forzamientos constantes o crecientes, debe considerarse como posible, por el predominio que tendrán en un planeta que se calienta en superficie, las realimentaciones debidas al albedo-hielo y a la liberación de metano en la tundra por fusión de los hidratos de metano congelados actualmente, y que podrían actuar más eficazmente que ahora en la segunda mitad del siglo.

La complejidad de la simulación del sistema climático, proviene de la gran cantidad de escalas de movimiento simultáneo que se producen en la atmósfera, de las retroalimentaciones de signo y magnitud diferentes que se producen, y de la forma en que crecen muchas de las perturbaciones regionales, con gran rapidez, destruyendo los estados medios, hasta que su acción es contrarrestada por otra retroalimentación de signo opuesto.

6.7. La estrategia de obtención de escenarios hasta 2100: evaluación de la incertidumbre.

Simular un clima futuro es simular la respuesta del Sistema climático a una pauta de emisiones determinadas, en una escala de tiempo determinada,. Para simular un clima hasta 2100 necesitamos conocer cómo y cuantas emisiones de gases de invernadero vamos a emitir hasta entonces. La cadena causal sobre la que se construye la estrategia de respuestas se muestra en el cuadro adjunto.

EMISIONES	→	CONCENTRACIONES	→	FORZAMIENTOS	→	CAMBIO CLIMÁTICO	→
-----------	---	-----------------	---	--------------	---	------------------	---

Para materializar ese enfoque se construyen familias y grupos de escenarios de emisiones bajo diferentes hipótesis de población, economía y energía. Esta incertidumbre procede de la indeterminación del futuro socioeconómico, y delimita el terreno de las políticas y acuerdos de cambio climático sobre mitigación y adaptación.

Para cada pauta de emisiones se elaboran escenarios de concentraciones y para cada escenario de concentraciones el correspondiente de forzamientos radiativos. Estos son los que determinan la respuesta de cambio climático final, simulados con una jerarquía de modelos climáticos. En consecuencia tendremos una gama de escenarios de clima para cada escenario de emisiones de partida, con un segundo tipo de incertidumbres, producidas por la modelización de los ciclos biogeoquímicos y por los modelos climáticos. Estas incertidumbres son de otra naturaleza y el camino para reducirlas es la mejora de la observación y de la investigación.

Las proyecciones o escenarios climáticos no son predicciones propiamente dichas, porque no son deterministas como lo son las del tiempo. El tiempo que predecimos, con mayor o menor grado de acierto, es el que realmente hará en un lugar en un intervalo pequeño de tiempo, y está determinado por las condiciones iniciales de la predicción y por las condiciones locales que modifican la circulación general.

Una proyección o escenario de clima, busca la respuesta climática a unos forzamientos externos e internos del sistema. Es el clima más probable asociado a un escenario de emisiones de gases de invernadero o asociado a un forzamiento predefinido cualquiera. Si ese escenario no se produce, no debemos esperar ese clima. Planteado así el problema, lo que buscamos es conocer la respuesta del clima a cada escenario socioeconómico de “humanidad” posible en el siglo XXI y esto último significa, al menos, conocer los escenarios futuros de emisiones.

6.7.1. Los escenarios de emisiones SRES.

Los escenarios de emisiones se basan en conjuntos de hipótesis sobre crecimiento demográfico, crecimiento de la economía mundial, evolución de las tecnologías y modelo energético de consumo. Básicamente, estamos ante tres variables socioeconómicas: población, desarrollo y energía.

En 1988, Naciones Unidas creó el Grupo de expertos Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change), con el fin de evaluar y dinamizar la evaluación del estado del conocimiento sobre el clima y los cambios que la actividad humana podría producir si las emisiones continuaran tendiendo hacia la duplicación de las concentraciones preindustriales.

Una actividad esencial para permitir la comparación de resultados climáticos, ha sido la generar escenarios de emisiones, a partir de los cuales se elaboran escenarios de concentraciones-forzamientos, y sobre ellos se aplica una jerarquía de modelos climáticos para obtener una gama amplia de escenarios de cambio climático: los escenarios de emisiones permiten acotar la incertidumbre socioeconómica y los escenarios de clima, persiguen acotar la incertidumbre científica.

La tercera generación de escenarios de emisiones de gases de invernadero utilizada en las evaluaciones, se denomina SRES y responden a las siglas en inglés del Informe Especial de Escenarios de Emisiones (IPCC, 2000). En total, se han establecido un conjunto de 40 escenarios estructurados en cuatro grandes familias, A1, A2, B1 y B2, una de las cuales considera a su vez tres subgrupos, A1FI, A1B y A1T, que distinguen, respectivamente, escenarios basados en energías procedentes del uso intensivo de combustibles fósiles(FI); en energías basadas en el desarrollo de tecnologías (T) y en soluciones de equilibrio o balance(B), para obtener energías renovables. Esta es la forma de soslayar nuestro desconocimiento de cómo será el mundo durante el siglo XXI hasta su finalización.

Los escenarios A1 y B1, tienen en común las evoluciones demográficas, que alcanzan su máximo hacia mediados de siglo, superando los 7.000 millones de habitantes. En A1 se tiende a la disminución de las diferencias regionales y hay una alta convergencia en los modos de vida, consumo y PIB por persona. Los tres subgrupos considerados difieren en las tecnologías energéticas utilizadas. En B1 predominan los criterios ambientales sobre los económicos, e imagina un mundo globalizado donde los valores regionales y locales tienen un gran peso, para que el desarrollo mundial siga pautas de sostenibilidad. Los escenarios A2 describen un mundo heterogéneo, con aumentos de la población hasta alcanzar los 15.000 millones de habitantes. El cambio tecnológico es fragmentado y lento. Se mantienen los hábitos locales y se converge lentamente en los modos de vida. Los escenarios B2 combinan un crecimiento intermedio de la población, hasta alcanzar los 10.000 millones de habitantes, con un alto desarrollo tecnológico de las opciones sostenibles económicas y energéticas. Priman en ellos las soluciones regionales y ambientales.

En todos ellos, no obstante, los valores finales de emisiones son muy altos, aunque facilitan la visión de lo diferente que puede ser nuestro mundo futuro según las decisiones que adoptemos consciente o inconscientemente, sobre cada uno de los factores directores señalados.

6.7.2. Escenarios de cambio climático.

Finalmente los escenarios de temperaturas y otras variables climáticas, se construyen mediante los modelos climáticos y, a partir de sus salidas, se estudia el impacto del cambio de clima en cada sector o en cada sistema de interés. Este último paso, de escenarios de forzamientos a escenarios climáticos, se realiza de forma externa a los modelos salvo en los modelos más recientes y complejos, en los que se ha comenzado a obtener directamente a partir de la evolución de las concentraciones de gases y de la carga futura estimada de aerosoles sulfurosos, como parte del modelo mismo.

La figura 6.7a muestra de forma conjunta la respuesta de la temperatura a los escenarios de emisiones. La mejor estimación del escenario B1 bajo es 1,8°C (el margen de variación probable es de 1,1°C a 2,9°C), y la mejor estimación para el escenario alto A1FI es 4,0°C (el margen de variación probable es de 2,4°C a 6,4°C). Aunque estas proyecciones concuerdan, en líneas generales, con el intervalo citado en el anterior informe de evaluación de 2001 (1,4°C a 5,8°C), no son directamente comparables. La figura 6.7b muestra una imagen de la distribución mundial del calentamiento para los escenarios A2 y B2 hacia el 2070, con el fin de mostrar la influencia que ejerce la elección o el seguimiento de unas pautas u otras de desarrollo, energía y población.

El Cuarto y último Informe de Evaluación presenta las mejores estimaciones contrastadas y un rango de probabilidades evaluadas para cada uno de los escenarios de referencia. La nueva evaluación de gamas de probabilidad ahora se basa en un gran número de modelos climáticos de creciente complejidad y realismo, así como en una nueva información sobre la naturaleza de las realimentaciones o retroefectos del ciclo de carbono y las limitaciones de la respuesta climática obtenida únicamente mediante observaciones.

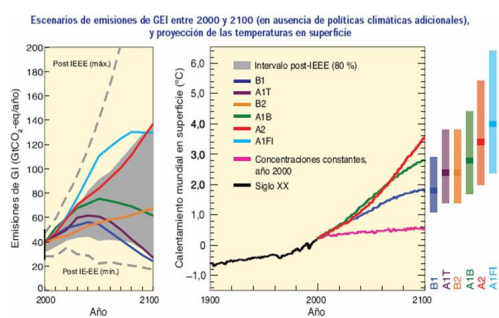


Figura 6.7a. Escenarios de cambio de temperatura (Escenarios SRES_IPCC.07).

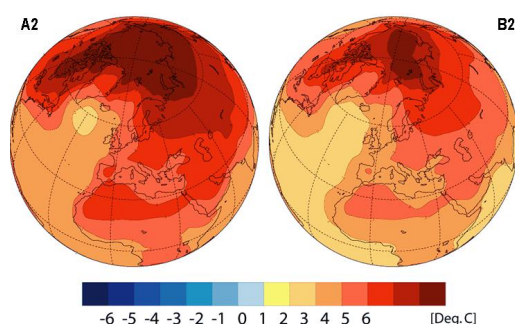


Figura 6.7b. Cambio de temperatura en 2070, para escenarios SRES A2 y B2. Promedio de todos los modelos del informe IPCC.2001 (Fuente: Visualization DKRZ).

6.8. El límite de la predecibilidad.

Entre todos los problemas anteriores, probablemente el más conceptual es el que atañe al establecimiento de un “límite de la predecibilidad”. El límite de la predecibilidad, inicialmente, está referido a la habilidad de los modelos para predecir día a día la evolución de la atmósfera en sentido determinista con modelos atmosféricos.

Sin embargo, la existencia de un límite a la predicción del tiempo no implica que los modelos sean incapaces de una predicción a largo plazo de los estados medios de la atmósfera que denominamos clima. No deben confundirse los términos de predecibilidad del tiempo y predecibilidad del clima. El problema de la predecibilidad no proviene de la capacidad de los ordenadores, ni de la calidad de los métodos de resolución de las ecuaciones discretizadas, ni de la mejor o peor disponibilidad de los datos, sino de la naturaleza misma del sistema dinámico estudiado.

Sabemos que el clima está determinado por tres grupos de factores: Factores externos de tipo astronómico; factores externos de tipo geofísico, como son el eje de rotación o el tamaño de la Tierra y factores internos de tipo geofísico, como la composición de la atmósfera o los tipos de superficie que caracterizan el albedo planetario.

La tendencia más asentada actualmente piensa en un sistema climático que se comporta a largo plazo como dependiente de sus condiciones de contorno externas, y que su comportamiento presenta una parte determinista, la señal, y otra aleatoria asociada a las fluctuaciones del tiempo atmosférico, el ruido, si adoptamos la nomenclatura propuesta por Leith (1978).

6.9. Conclusiones.

La variabilidad del forzamiento solar predecible es poco relevante en escalas de décadas y siglos, frente a los forzamientos de intensificación antropogénica del efecto de invernadero. A partir del último tercio del siglo XX, los forzamientos inducidos por las actividades humanas son dominantes de forma creciente, y en la actualidad son más de 10 veces superiores en promedio. Los escenarios futuros de clima considerados contemplan forzamientos de más de 4 W.m^{-2} , frente a valores del orden $0,1 \text{ W.m}^{-2}$, del forzamiento solar. Es decir 40 veces superiores.

Tenemos incertidumbres acerca de los efectos y acerca de la distribución y en cuanto al comportamiento de variables difíciles como la precipitación o la subida del nivel del mar.

Sin embargo, la posibilidad de que nuestro mundo se vea sometido a forzamientos radiativos varias veces superiores a los que teníamos en 1900, supone un riesgo muy alto de superar calentamientos del orden de 3°C .

La Unión Europea y la reciente cumbre de Copenhague de 2009, han situado en 2°C el calentamiento tolerable, en cuanto a costes de adaptación asumibles y daños reversibles en general. Es una medida de precaución ante un riesgo del que no tenemos antecedentes directos. Es la forma de concretar el espíritu de la Convención Marco sobre el Cambio Climático, cuya finalidad es evitar “interferencias antropógenas” que tenga consecuencias peligrosas para la humanidad.

En 1993, J.W.C.White, notable climatólogo señalaba que los humanos hemos construido un notable sistema socioeconómico durante el único período en que, probablemente, era posible hacerlo; cuando el clima ha sido lo suficientemente estable como para permitir el desarrollo de una agricultura que mantiene nuestra sociedad. El clima de la Tierra puede cambiar por sí solo de forma brusca y su reflexión final daba título a su breve artículo “Don’t touch that dial”: “Si la Tierra tuviese un manual de operaciones, en el capítulo del clima podría subrayar que el sistema había sido ajustado en fábrica para un confort óptimo, de forma que se ruega no tocar el dial”.

6.10. Bibliografía.

BBVA. (2001). *El Cambio Climático* (Monografía 137). Revista El Campo de las Artes y las Ciencias. Coord.: L.Balairón. Ed. SºEstudios del BBVA.

BERGER, A. (1980). *The Milankovitch astronomical theory of palaeoclimates: a modern review*. Vistas in Astronomy, 24, 102-122.

BOLIN, B. (1994). *Science and Policy Making*. AMBIO, vol 23, nº1.Feb. Ed.Royal Swedish Ac.of Sciencies.

BROECKER W.S. et al. (1989). *Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode*, Nature, 341, 318-321.

FUGLESVEDT, J. et al. (2003). *Metrics of climate change: Assessing radiative forcing and emission indices*. Climatic Change, 58 (3), 267-331.

HANSEN, J., R. RUEDY, J. GLASCOE, AND M.K. SATO. (1999). *GISS analysis of surface temperature change*. J.Geophys. Res., 104, 30997-31022. Actualizado en <http://data.giss.nasa.gov/>

HANSEN, J, M.SATO et al. (2007a). *Climate Change and trace gases*. Phil.Trans.R.Soc. 365 (1925-1954).

HOFFERT, M.I. et al. (1988). *The Effects of Solar Variability on Climate*. Climatic Change 13, 267-285.

IPCC, 1995. *Second Assessment Report*. Cambridge Press.

IPCC, 2000. *Special Report Emissions Scenarios*(SRES).

IPCC, 2001. *Third Assessment Report*. Cambridge Press. Ed J.T. Houghton y otros.

IPCC, 2007. *4th Assessment Report* (disponible íntegramente en www.ipcc.ch).

SCHELESINGER, M.E. (1986). *Quantitative feedback analysis*. Physically Based Modelling, Part.2. Ed. NATO, ASI Series C-Vol.243.

SIEGENTHALER, U., et al. (2005a). *Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene*. Science, 310 (5752), 1313-1317.

STOUFFER, R.J., et al. (2006). *Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes*. J. Clim., 19 (8), 1365-1386.

7.

La Radiación Solar: Efectos sobre el Medio Ambiente.

Dr. Carlos Vílchez Lobato.
Universidad de Huelva.

7.0. Resumen.

En este manuscrito se resumen los hechos principales que evidencian las interacciones entre la mayor radiación UV, el cambio climático y los ciclos de bioelementos, con los efectos derivados de ello en los organismos vivos.

La mayor parte de la información presentada se incluye en el documento elaborado por el panel de evaluación de los efectos del cambio climático en el medio ambiente, de las Naciones Unidas (1).

Tras los estudios realizados hasta la fecha por la comunidad científica internacional, parece existir consenso generalizado respecto a los siguientes hechos:

- a.** Hay evidencias crecientes de que un incremento de la radiación UV-B tiene efectos significativos en la biosfera terrestre con implicaciones en los ciclos de carbono, nitrógeno y otros elementos.
- b.** La radiación UV-B afecta a las comunidades de organismos del suelo, probablemente por afectar a los exudados de las raíces de plantas y/o a la química de material vegetal muerto que forma parte del suelo.
- c.** La radiación UV-B afecta los ciclos acuáticos de carbono, nitrógeno, azufre y metales, afectando así a numerosos procesos vitales.
- d.** La radiación UV-B acelera la transformación de materia orgánica disuelta en carbono inorgánico y nitrógeno, incluyendo dióxido de carbono y amonio. Estos cambios en la materia orgánica disuelta afectan a la penetración de la radiación UV-B en la columna de agua, con los cambios consiguientes en procesos biogeoquímicos acuáticos.
- e.** Se espera que los cambios futuros en el clima estimularán la estratificación en lagos y océanos, lo que intensificará la fotodegradación por radiación UV-B de la materia orgánica disuelta. La mayor transparencia de los cuerpos de agua incidirá en sus ciclos biogeoquímicos al favorecer la mayor penetrabilidad de la radiación UV-B.
- f.** La radiación UV-B favorece la acción de compuestos halocarbonados (ej. Bromuro de metilo), lo cual influye en la eliminación de ozono y favorece la liberación de gases de azufre (ej. Dimetilsulfuro). Estos se oxidan para producir aerosoles de sulfato que enfrían la atmósfera marina.
- g.** La radiación UV-B afecta a la disponibilidad biológica de hierro, cobre y otros metales trazas, afectando así a la toxicidad por metales en ambiente acuático y al crecimiento del fitoplancton y otros microorganismos involucrados en los ciclos del nitrógeno y el carbono.

7.1. Introducción.

La biogeoquímica global juega un papel crítico en el control de los procesos vitales, en el clima y en sus interacciones, incluyendo efectos sobre las concentraciones de gases invernadero de la atmósfera. Los cambios en el ozono troposférico y, por añadidura, en la radiación solar UV-B que penetra en la atmósfera, ejercen muchos efectos diferentes sobre la biogeoquímica global. La radiación UV de longitud de onda más larga (UV-A) apenas resulta afectada por la eliminación de ozono, pero puede resultar afectada por cambios globales en el clima.

La radiación UV (280-400 nm) modifica los ciclos del carbono a través de cambios en su captura (fotosíntesis), en su almacenamiento como biomasa y materia orgánica no viva, y en su eliminación (respiración y descomposición fotoquímica). Los efectos de la radiación UV sobre el ciclo del carbono están ligados a cambios en los ciclos de metales y nutrientes minerales como el nitrógeno. Los ciclos del carbono y otros nutrientes resultan afectados también por otros componentes del cambio climático, incluyendo el calentamiento global, la tasa elevada de dióxido de carbono y los patrones alterados de precipitación, y existen también interacciones significativas entre estos factores y los cambios en la radiación UV.

Las interacciones entre cambios en la radiación UV solar y el cambio climático ocurren a través de los efectos de la radiación UV en las emisiones de gases traza tales como monóxido de carbono, sulfuro de carbonilo, metano, bromuro de metilo y dimetilsulfuro.

El cambio climático puede alterar las exposiciones de los ecosistemas a UV-B mediante la influencia sobre los procesos terrestres que afectan a la eliminación de ozono, así como a través de cambios en sustancias acuáticas que absorben radiación UV-B, tales como materia orgánica disuelta coloreada. En este documento se examinan las respuestas de la biogeoquímica global a interacciones entre la el aumento de radiación UV-B como consecuencia de la eliminación de ozono, y los cambios ambientales que paralelamente suceden en el clima y el CO₂ atmosférico (Figura 7.1). Los datos son posteriores al año 2002.

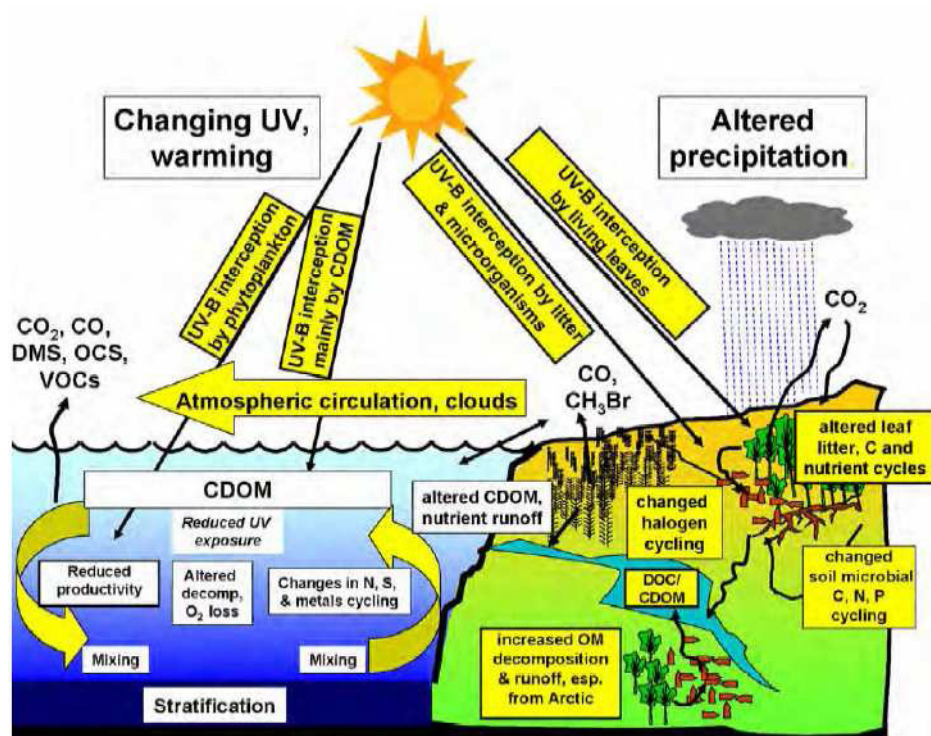


Figura 7.1. Modelo conceptual que muestra los efectos del aumento de radiación UV y el cambio climático sobre los ciclos biogeoquímicos. OM: materia orgánica; DOM: materia orgánica disuelta; CDOM: materia orgánica disuelta coloreada; CO₂: dióxido de carbono; CO: monóxido de carbono; DMS, dimetil sulfuro; OCS, sulfuro de carbonilo; VOCs: hidrocarburos orgánicos volátiles; CH₃Br: bromuro de metilo.

7.2. Ciclo del carbono.

Existe el consenso general de que actualmente los ecosistemas terrestres son sumideros de CO₂, es decir: el consumo supera a la eliminación. La acumulación neta de carbono calculada para ecosistemas terrestres es de alrededor de 0.7 petagramos (Pg) (1 Pg equivale a 10⁹ toneladas) de carbono por año en la década de los 90, aunque estas estimaciones varían ampliamente. Esta cantidad es substancialmente más pequeña que la estimación actual de fijación de CO₂ oceánico (alrededor de 2.4 Pg de carbono por año durante los 90). Estos balances resultan muy influenciados por la actividad humana, que puede dar lugar a la liberación de hasta 2.2 Pg de carbono por año (2,3).

7.2.1. Fijación de carbono.

Las distintas evidencias siguen sugiriendo que los cambios en la radiación UV-B resultante de la eliminación del ozono tendrán poca influencia sobre la fijación de carbono y el crecimiento en la mayoría de las plantas terrestres y, por consiguiente, sobre la captura de carbono a gran escala y su almacenamiento por la vegetación terrestre. Sin embargo, ciertas especies de plantas o comunidades pueden ser vulnerables a los incrementos de radiación UV-B y ello puede conllevar impactos ecológicos significativos en sistemas específicos.

Mientras que en los ecosistemas terrestres los cambios en radiación UV influyen en la fijación de carbono directamente a través del efecto sobre las plantas, en sistemas acuáticos los productores primarios resultan afectados directa e

indirectamente por la radiación solar. Los efectos indirectos son causados por cambios en la exposición a radiación UV los cuales, a su vez, son debidos, a variaciones en la concentración de materia orgánica disuelta y, en menor extensión, de partículas en suspensión. La materia orgánica disuelta coloreada es el principal constituyente absorbente de radiación UV en los sistemas acuáticos y controla la penetración de la radiación UV en los cuerpos de agua. La materia orgánica producida en tierra y transportada a los océanos por los ríos es una fuente importante de la misma (materia orgánica) disuelta para las aguas oceánicas costeras. Esta materia orgánica disuelta resulta afectada por la radiación UV de modo que sufre pérdidas de coloración y presenta menor absorción de radiación UV (lo que se conoce como *photobleaching* o *fotoblanqueamiento*) (4,5). El *fotoblanqueamiento* de la materia orgánica disuelta coloreada incrementa la profundidad de penetración de la radiación UV en los cuerpos de agua y estimula la exposición de ecosistemas acuáticos a la radiación UV (Figura 7.2). Los efectos de la materia orgánica disuelta coloreada sobre la penetración de la radiación UV dependen de la composición química aquella. Las propiedades ópticas y los mecanismos de fotoblanqueamiento de la materia orgánica disuelta son actualmente objeto de intensa investigación (6,7).

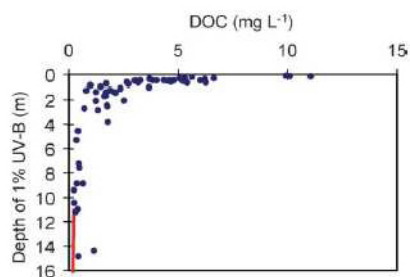


Figura 7.2. Relación entre la profundidad a la cuál penetra el 1% de la radiación UV superficial de 320 nm, y concentración de carbono orgánico disuelto (DOC) en lagos. Nótese que a baja concentración de DOC (1-2 mg.L⁻¹), pequeños cambios en la concentración de DOC pueden causar grandes cambios en la profundidad a la cuál penetra la radiación UV (Fuente: Hader et al., *Photochemical & Photobiological Sciences*, 2007, 6, 267-285).

7.2.2. Almacenamiento y liberación de carbono.

El almacenamiento de carbono en ecosistemas terrestres se estima en aproximadamente 2000-3000 Pg, con aproximadamente tres veces más carbono almacenado en suelo que en vegetación (8,9). Aproximadamente 38.500 Pg de carbono inorgánico se almacenan en océanos y sedimentos, y aproximadamente 750 Pg se almacenan como carbono orgánico de materia viva y no viva. Los efectos de los cambios de la radiación UV solar sobre el almacenamiento de carbono a largo plazo no están claros. Sin embargo, la radiación UV-B influye en el recambio de carbono de plantas a corto plazo en sistemas terrestres y en la materia orgánica disuelta y particulada en sistemas acuáticos. La liberación de carbono no sólo es resultante de la respiración sino también de la fotodegradación de materia orgánica o de su fototransformación en formas más disponibles para microorganismos. La liberación de carbono por respiración de la vegetación terrestre y desde los suelos es del orden de 50-60 Pg de carbono por año (3,10). Dicha liberación difiere entre fuentes tales como materia vegetal viva o materia orgánica no viva y depende de muchos factores. La radiación UV-B influirá en la liberación de dicho carbono al alterar, indirectamente, los flujos a la atmósfera de CO₂ y CH₄.

La liberación de carbono de los suelos está en función de las actividades de los microorganismos y la fauna del suelo. Los organismos del suelo pueden ser vulnerables a la radiación UV-B (12), aunque rara vez están expuestos a la radiación solar en la naturaleza.

Incluso de esta forma, la respuesta de las plantas a la radiación UV-B cambiante puede afectar indirectamente a los organismos del suelo. Por ejemplo, la atenuación de la radiación UV-B solar modifica las comunidades de hongos y microfauna en la capa superficial de comunidades de humedales de Sphagnum (13,14). Estos cambios en las comunidades del suelo están probablemente relacionados con la cantidad o la química de material vegetal muerto, o con exudados de raíces que penetran en el suelo; por ejemplo, la atenuación de UV-B solar reducía la liberación de carbono orgánico disuelto y de P de Sphagnum.

Los efectos de la radiación UV-B solar modificada pueden ocurrir también sobre basura foliar. Tales efectos sobre la química de la basura foliar se han estudiado en diversas especies. Los cambios en la química de tales desperdicios pueden ocurrir en dos formas: por efectos directos de la radiación UV sobre los residuos en descomposición (efectos directos), o los efectos de UV sobre la química de tejidos vivos antes de la caída de dichos restos (efectos indirectos). Los efectos directos se producen cuando la materia se descompone sobre o por encima de la superficie del suelo, por exposición directa a radiación UV. Datos recientes (15) ponen de manifiesto que la fotodegradación directa puede ser el

proceso dominante en la descomposición de basura de plantas en ecosistemas bajo alta irradiancia o poca lluvia otoñal, y que la radiación UV-B puede ser responsable de hasta el 50% de tal fotodegradación.

El efecto de la radiación UV-B sobre la descomposición de los residuos vegetales depende mucho de las diferencias específicas en la química de los residuos, lo que varía dependiendo de especies y también depende de las diferencias absolutas en dosis de radiación UV y de las condiciones ambientales de cada sitio (existencia de nubes o no, lluvia o no, etc). Sí se ha observado que la exclusión de UV-B ambiental en la descomposición de los residuos puede aumentar la colonización por hongos en algunos sistemas (16).

Para entender los efectos indirectos, puede describirse el siguiente ejemplo. Se ha observado que la exposición a elevada UV-B durante el crecimiento y desarrollo de la planta de roble aceleraba la descomposición de las hojas, y ello se asoció al hecho de que la exposición a radiación UV-B elevada reducía la capacidad de en la extracción de algunas fracciones de carbohidratos en los residuos (Figura 7.3), y esto estimulaba la colonización por algunos descomponedores fúngicos (18).

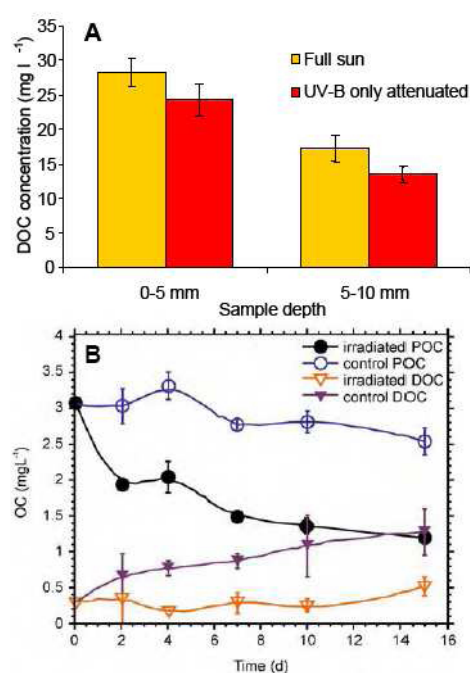


Figura 7.3. La radiación UV influye la cantidad de DOC tanto en ecosistemas terrestres como acuáticos. En ecosistemas terrestres, estudios recientes demuestran que la exposición a radiación UV incrementa significativamente la liberación de DOC del musgo *Sphagnum*. Este efecto de UV-B no se ciñe sólo a capas superficiales, sino que también ocurre en capas más profundas, a unos 5-10 mm por debajo de la superficie, donde no penetra la radiación UV-B. En sistemas acuáticos, la radiación UV-B puede dar lugar a la liberación de DOC desde material orgánico particulado (Fuente: Grace J, J. Ecol., 2004, 92, 189-202).

Incrementos en la radiación UV-B modifican significativamente la química de metabolitos secundarios producidos por y eliminados desde las plantas. La mayor parte de estudios sobre el efecto de radiación UV-B en la química de plantas se ha dedicado a hojas, pero la mayor radiación UV puede también inducir acumulación de ciertos carbohidratos y compuestos fenólicos que absorben UV en la corteza de abedules jóvenes (19). Incluso se produce efecto sobre partes no expuestas, como las raíces, lo que depende mucho de las especies afectadas (20,21). Curiosamente, muchos de los compuestos fenólicos que se considera juegan papeles vitales en el metabolismo de la planta resultan influenciados por la radiación UV (22,23,24) (Figura 7.4).

Un modelo reciente relativo a los efectos del cambio climático sobre la descomposición de la materia orgánica sugiere que el principal efecto de la elevada UV-B será incrementar la acumulación de residuos y contribuir así al secuestro de carbono (25).

Nada, sin embargo, hace pensar que el efecto no sea local y que no sea dependiente de las especies. El dióxido de carbono en sistemas acuáticos se produce por la respiración microbiana, por mineralización de materia orgánica disuelta inducida por radiación UV y por cambios en el equilibrio del carbonato. Que la mineralización fotoquímica o la respiración microbiana sean el proceso predominante, depende con mucho de la fuente de materia orgánica y, por tanto,

de la composición química de dicha materia. Hay un cierto número de estudios que han demostrado que la materia orgánica derivada de microalgas es más biodegradable y menos fotorreactiva que la materia orgánica disuelta terrestre (26,27,28). La extensión de la fotomineralización de la materia orgánica disuelta incrementa con el descenso de pH, y depende también de la historia de la precipitación (29). Además, la fotomineralización es catalizada por hierro (30).

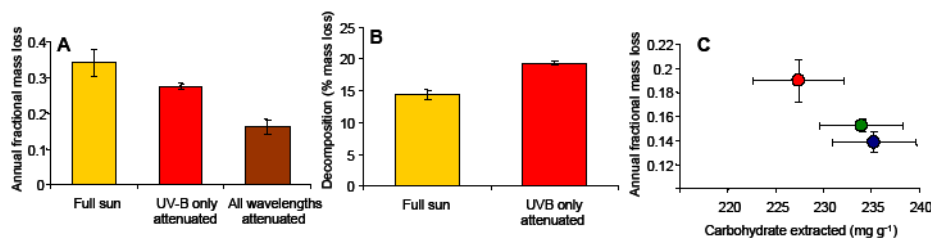


Figura 7.4. Los efectos de la radiación UV-B sobre la descomposición de materia vegetal muerta procedente de ecosistemas terrestres varía con factores tales como el clima y las especies de plantas. En sistemas áridos en alta intensidad de luz, la ruptura del material vegetal muerto puede mayoritariamente producirse por fotodegradación, y la radiación UV-B aceleraría bastante dicho proceso. Esto parece claro a partir de un estudio realizado en Patagonia (A, referencia 15) donde dicho material se descompuso bien bajo luz solar completa, luz solar en la cuál sólo se atenuó UV-B, o luz solar en la cuál todas las longitudes de onda se atenuaron un 90% (los datos representan la fracción de pérdida de masa anual obtenida de la pendiente de la regresión entre \ln (masa materia orgánica restante/masa materia orgánica inicial) frente al tiempo. En ecosistemas menos limitados por el agua, los efectos de la radiación UV-B sobre la ruptura de la “basura” son más variables, pero hay muchos ejemplos donde la radiación UV-B suprime la descomposición (B, referencia 16). La exposición a radiación UV-B durante el crecimiento puede afectar a la posterior descomposición de la basura foliar, como en roble (C, referencia 17), donde la fracción de pérdida de masa anual incrementa significativamente en la “basura” producida bajo elevada radiación UV-B, y esto se asocia con reducción en la cantidad de carbohidratos liberados desde la “basura” (Fuente: Grace J, J. Ecol., 2004, 92, 189-202).

Recientemente se ha descubierto que el aumento del dióxido de carbono en la atmósfera está contribuyendo a la acidificación de las aguas marinas, lo que modificará el equilibrio de especies químicas que son necesarias para la producción de la biomasa de fitoplancton, alimento base de la cadena trófica para las especies marinas, ya que afectará a la composición y concentración de los elementos químicos esenciales para el desarrollo del fitoplancton.

La descomposición fotoquímica y microbiana de materia orgánica disuelta pueden interaccionar ya que la materia orgánica disuelta es un nutriente clave y una fuente de energía para sus consumidores, incluyendo bacterias heterotróficas y metazooplancton. Sin embargo, no todas las formas de materia orgánica disuelta están disponibles para estos organismos, y las transformaciones de la misma inducidas por UV pueden alterar su biodisponibilidad (1).

Transformaciones de la materia orgánica disuelta inducidas por UV pueden incrementar la biodisponibilidad de materia orgánica disuelta (MOD) recalcitrante y viceversa (31,32). El incremento de la biodisponibilidad de MOD inducido por UV puede estimular la respiración microbiana de MOD o incrementar la biomasa microbiana (33).

Las transferencias de carbono y nutrientes entre la columna de agua y los sedimentos del fondo de agua dulce y el océano están mediadas por partículas. La radiación UV solar puede afectar a las dinámicas de tales transferencias por fotooxidación del carbono orgánico particulado (COP) (1). La radiación UV también puede inducir la conversión de COP a carbono orgánico disuelto (DOC) (34) (Figura 7.3).

7.3. Ciclos de otros nutrientes.

El nitrógeno y el fósforo pueden limitar la productividad en ecosistemas acuáticos y terrestres. La radiación UV puede afectar al ciclo del nitrógeno en diferentes formas, incluyendo cambios en la descomposición de materia orgánica que contiene nitrógeno y a través de efectos sobre la fijación de nitrógeno. Además, en ambientes acuáticos las interacciones de radiación UV con especies de nitrógeno inorgánico tales como nitrato y nitrito, son una fuente importante de especies reactivas de oxígeno, incluyendo los radicales hidroxilo altamente reactivos.

Compuestos de nitrógeno biológicamente muy lábiles como nitrato, amonio y aminoácidos se reciclan rápidamente por la biota en sistemas acuáticos, mientras las sustancias que contienen nitrógeno que inhiben la asimilación de nitrógeno se acumulan en la columna de agua. Interacciones entre la radiación UV y el nitrógeno orgánico disuelto

(DON) suministran una ruta para la conversión de DON persistente en compuestos que sean más fácilmente asimilables por los microorganismos acuáticos, como el amonio (1).

La radiación solar puede también afectar al ciclo del fósforo por fotodegradación de enzimas tales como fosfatasa alcalina. Evidencia adicional obtenida en lagos de Canadá confirmaron que la exposición a radiación UV solar reducía la actividad ATPasa (35). La adsorción de APasa a partículas de arcilla protegía a la enzima de la fotodegradación inducida por radiación UV, aunque la actividad enzimática se redujo por la adsorción.

La fijación biológica de nitrógeno por cianobacterias vivas puede reducirse por aumento de la radiación UV-B (1,36). La radiación UV-B puede incluso inhibir la fijación de nitrógeno en cianobacterias y líquenes (1) pero datos recientes sugieren que esto no ocurre en todas las especies (37). En estudios recientes en legumbres tropicales, la radiación alta UV no tenía efectos significativos sobre la fijación de nitrógeno simbiótica, en contraste con otros estudios previos (1).

7.4. Ciclos de metales.

Muchos metales traza son esenciales para los organismos acuáticos (38,39), pero la mayoría de ellos pueden ser tóxicos para organismos acuáticos y terrestres, dependiendo de sus concentraciones y especiación química (40,41). La radiación UV solar tiene efectos significativos sobre la especiación química de metales traza, por ejemplo hierro, manganeso, cobre, cromo y mercurio (Figura 7.5).

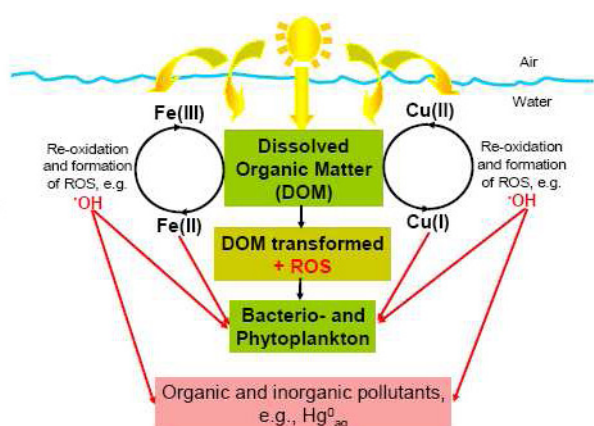


Figura 7.5. La radiación UV es un factor clave en la química del hierro y del cobre en sistemas acuáticos, incluyendo sus interacciones con la materia orgánica disuelta y con los microorganismos. El esquema representa el ciclo redox de hierro y cobre inducido por la radiación UV, así como la fototransformación concomitante de DOM y la producción de especies reactivas de oxígeno (ROS), por ejemplo, el radical altamente reactivo hidroxilo que puede afectar adversamente al bacterio- y fitoplancton y puede reaccionar con contaminantes orgánicos e inorgánicos, por ejemplo mercurio gaseoso disuelto.

7.4.1. Hierro.

El hierro es un micronutriente esencial para el fitoplancton y se ha demostrado que co-limita el crecimiento del fitoplancton en ambientes marinos severos (42,43). Se ha demostrado el papel del hierro en la estimulación de blooms de fitoplancton en aguas oceánicas de alto nitrato y bajo hierro (44,45) y su efecto en el secuestro de carbono está siendo intensamente estudiado (46,47). El Fe (III) es la forma más común de hierro en sistemas acuáticos soleados, pero el Fe (II) es la forma clave que determina la disponibilidad de hierro para su consumo por los organismos (48). En aguas superficiales con oxígeno y luz, el mantenimiento de baja concentración de Fe (II) es un resultado de la reducción de Fe (III) inducida por UV y de la oxidación de Fe (II) (49,50). En las aguas superficiales de océanos del sur, se estimó que la eliminación del ozono incrementaba la contribución de radiación UV-B a la fotorreducción de Fe (III) desde 3.5 a 6.2% (51). La química del hierro inducida por radiación UV interaccionará con las entradas de hierro al sistema, tales

como deposición en forma de polvo, que son influenciadas por el cambio climático. La deposición en forma de polvo es la mayor fuente de hierro en ciertas regiones remotas del océano y la exposición a radiación UV puede afectar a la biodisponibilidad de este hierro.

Una disponibilidad aumentada de hierro puede afectar tanto a la abundancia de fitoplancton como a las estructuras de las comunidades de dichos ecosistemas, particularmente en estas regiones.

7.5. Actividad oxidante de sistemas acuáticos estimulada por radiación UV.

Las especies reactivas de oxígeno (ERO), importantes en el procesamiento de compuestos naturales y antropogénicos, se producen por fotorreacciones de nitrógeno inorgánico inducidas por radiación UV, materia orgánica y/o metales (52). La más reactiva de las EROs, OH, daña componentes celulares tales como proteínas, lípidos y ácidos nucleicos (108) e inhibe el consumo de carbono bacteriano. Las reacciones inducidas por UV que involucran hierro o cobre y peróxido de hidrógeno pueden ser una fuente importante de OH en aguas superficiales ricas en hierro (53) y pueden estimular la capacidad oxidante de sistemas acuáticos.

Los radicales OH y otros ROS también reaccionan con compuestos naturales y compuestos manufacturados tales como fármacos (54-55), herbicidas (56), así como con materia orgánica natural tales como lignina (57) y DOM (58). La oxidación de contaminantes por ROS, sin embargo, no es siempre beneficiosa pero puede incrementar la toxicidad de contaminantes, como sucede en el caso del mercurio.

7.6. Cambio climático y dinámica de mezclado en sistemas acuáticos.

El blanqueado de la materia orgánica carbonada disuelta en las capas superficiales de sistemas acuáticos se intensifica por estratificación (59). Los modelos de clima predicen que el calentamiento global producirá una reducción en el mezclado vertical y una mayor estratificación en los océanos superiores (60). Además, los efectos de una mayor radiación UV-B pueden interaccionar con los efectos del cambio climático en la estratificación, y en la cantidad y composición química de las entradas de materia desde sistemas terrestres. Las observaciones en Europa durante 2003 demostraron que el calentamiento global puede estimular la estratificación en los lagos (61). Los cambios en la circulación atmosférica relacionados con el cambio climático y los cambios en las dinámicas de mezclado vertical en océanos y agua dulce, pueden también afectar a la exposición de organismos acuáticos a la radiación UV. Por ejemplo, en el caso de fitoplancton oceánico, la mayor variabilidad en los máximos de clorofila en profundidad puede dar lugar a una exposición a radiación UV más variable, con posibles consecuencias para la producción primaria. Más aún, el daño por radiación UV-B producido en los microorganismos está fuertemente afectado por cambios en la mezcla de las capas superiores de ambientes acuáticos, inducidos por el clima, y por tanto afectará a los ciclos de carbono y otros nutrientes y a la producción y consumo de gases trazas.

Se ha demostrado que la radiación UV afecta al crecimiento y al metabolismo secundario de las microalgas. Mientras que la radiación UV-A puede estimular su crecimiento, aumentos en la radiación UV-B lo afectan negativamente. La composición de pigmentos fotosintéticos varía por efecto de la radiación UV. Así, la radiación UV-A produce aumentos significativos en la relación clorofila:carotenoides, mientras que la radiación UV-B aumenta dramáticamente dicha relación, aunque la viabilidad de los cultivos resulta negativamente afectada en cortos periodos de tiempo. La variación de la relación clorofila:carotenoides contribuye a disminuir la intensidad verde de las microalgas, es decir, puede aumentar la penetrabilidad del PAR en la columna de agua con las consecuencias de ello derivadas.

7.7. Conclusiones.

Desde el año 2002 existe amplio reconocimiento internacional acerca de la relación existente entre cambio climático y radiación UV en la superficie terrestre, sobre todo en relación a los cambios en los ciclos biogeoquímicos producidos por la radiación UV.

Dependiendo de la naturaleza de tales interacciones estas pueden actuar a medio largo-plazo, por lo que la comprensión de las consecuencias tiene un alcance limitado.

Sí parece claro que los cambios relativos al clima, en lo que concierne a la materia orgánica en los cuerpos de agua, influye en la penetración de radiación UV en los ecosistemas acuáticos. Sin embargo, el papel de tales cambios en regiones específicas, especialmente en altas latitudes, permanece incierto.

Las siguientes áreas se han identificado como inciertas aún:

- a) Las interacciones entre generación de gases traza y exposición a UV-B.
- b) El papel de UV-B en la formación de especies metálicas biodisponibles en sistemas acuáticos.
- c) El vínculo entre la composición química y la bio- y foto- reactividad de la materia orgánica disuelta.
- d) Las interacciones de cambios en los ecosistemas que son inducidos por el cambio climático con la radiación UV superficial cambiante.
- e) Los efectos de un ambiente UV-B superficial cambiante sobre futuras tendencias en cambio climático y la química de la atmósfera.
- f) El papel de UV-B en el control de los ciclos biogeoquímicos en ecosistemas terrestres, especialmente en el contexto de patrones cambiantes de sequía y tiempo nublado resultantes del cambio climático.
- g) La influencia de cambios inducidos por el clima sobre la mezcla acuática y en la estratificación, y sobre los ciclos biogeoquímicos en agua fresca y en los océanos.

7.8. Bibliografía.

1. ZEPP, R.G. (2006). The Environmental Effects Assessment Panel Report, USA, United Nations.
2. HOUGHTON, R.A. (2003). *Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different?*, Glob. Change Biol 9, pp. 500-509.
3. GRACE, J. (2004). *Understanding and managing the global carbon cycle*, J. Ecol. 92, pp. 189-202.
4. DEL VECCHIO, R. and BLOUGH, N.V. (2002). *Photobleaching of chromophoric dissolved organic matter in natural waters: kinetics and modeling*, Mar. Chem. 78, pp. 231-253.
5. TWARDOWSKI, M.S. et al. (2002). *Photobleaching of aquatic dissolved materials: Absorption removal, spectral alteration, and their interrelationship*, Journal of Geophysical Research-Oceans 107, p. 3091.
6. XIE, H.X. et al. (2004). *Photooxidation and its effects on the carboxyl content of dissolved organic matter in two coastal rivers in the Southeastern United States*, Environ. Sci. Technol. 38, pp. 4113-4119.
7. DEL VECCHIO, R. and BLOUGH, N.V. (2004). *On the origin of the optical properties of humic substances*, Environ. Sci. Technol. 38, pp. 3885-3891.
8. IPCC (2001). Climate Change 2001: the Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, UK, Cambridge University Press.

9. ITO, A. (2005). *Climate-related uncertainties in projections of the twenty-first century terrestrial carbon budget: off-line model experiments using IPCC greenhouse-gas scenarios and AOGCM climate projections*, *Climate Dynamics* 24, pp. 435-448.
10. LENTON, T.M. et al. (2003). *Global terrestrial carbon storage and uncertainties in its temperature sensitivity examined with a simple model*, *Glob. Change Biol.* 9, pp. 1333-1352.
11. HADER, D.P. et al. (2007). *Effects of solar UV radiation on aquatic ecosystems and interactions with climate change*, *Photochemical & Photobiological Sciences* 6, pp. 267-285.
12. HUGHES, K.A. et al. (2003). *Solar UV-B radiation inhibits the growth of antarctic terrestrial fungi*, *Appl. Environ. Microbiol.* 69, pp. 1488-1491.
13. ROBSON, T.M. et al. (2004). *Reduction of solar UV-B mediates changes in the Sphagnum capitulum microenvironment and the peatland microfungal community*, *Oecologia* 140, pp. 480-490.
14. ROBSON, T.M. et al. (2005). *Solar UV-B influences microfaunal community composition in a Tierra del Fuego peatland*, *Soil. Biol. Biochem.* 37, pp. 2205-2215.
15. AUSTIN, A.T. and VIVANCO, L. (2006). *Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation*, *Nature* 442, pp. 555-558.
16. PANCOTTO, V.A. et al. (2003). *Solar UV-B decreases decomposition in herbaceous plant litter in Tierra del Fuego, Argentina: potential role of an altered decomposer community*, *Glob. Change Biol.* 9, pp. 1465-1474.
17. HOORENS, B. et al. (2004). *Elevated UV-B radiation has no effect on litter quality and decomposition of two dune grassland species: evidence from a long-term field experiment*, *Glob. Change Biol.* 10, pp. 200-208.
18. MCLEOD, A. et al. (2007). *Elevated UV-B radiation modifies the extractability of carbohydrates from leaf litter of Quercus robur*, *Soil. Biol. Biochem.* 39, pp. 116-126.
19. TEGELBERG, R. et al. (2002). *Effects of long-term, elevated ultraviolet-B radiation on phytochemicals in the bark of silver birch (Betula pendula)*, *Tree. Physiol.* 22, pp. 1257-1263.
20. CHIMPHANGO, S.B.M. et al. (2003). *Effects of UV-B radiation on plant growth, symbiotic function and concentration of metabolites in three tropical grain legumes*, *Funct. Plant Biol.* 30, pp. 309-318.
21. CHIMPHANGO, S.B.M. et al. (2003). *Responses to ultraviolet-B radiation by purely symbiotic and NO₃-fed nodulated tree and shrub legumes indigenous to Southern Africa*, *Tree. Physiol.* 24, pp. 181-192.
22. BASSMAN, J.H. (2004). *Ecosystem consequences of enhanced solar ultraviolet radiation: Secondary plant metabolites as mediators of multiple trophic interactions in terrestrial plant communities*, *Photochem. Photobiol.* 79, pp. 382-398.
23. KESKI-SAARI, S. et al. (2005). *Phenolic compounds in seedlings of Betula pubescens and B. pendula are affected by enhanced UVB radiation and different nitrogen regimens during early ontogeny*, *Glob. Change Biol.* 11, pp. 1180-1194.
24. WARREN, J.M. et al. (2002). *Leaf chemical changes induced in Populus trichocarpa by enhanced UV-B radiation and concomitant effects on herbivory by Chrysomela scripta (Coleoptera: Chrysomelidae)*, *Tree. Physiol.* 22, pp. 1137-1146.
25. KUIJPER, L.D.J. et al. (2005). *Global change effects on a mechanistic decomposer food web model*, *Glob. Change Biol.* 11, pp. 249-265.
26. BERTILSSON, S. et al. (2003). *Aquatic Ecosystems: Interactivity of Dissolved Organic Matter*, Amsterdam, The Netherlands, Academic Press, pp. 3-25.
27. BIDDANDA, B.A. and COTNER, J.B. (2003). *Enhancement of dissolved organic matter bioavailability by sunlight and its role in the carbon cycle of Lakes Superior and Michigan*, *J. Great Lakes Res.* 29, pp. 228-241.
28. OBERNOSTERER, I. and BENNER, R. (2004). *Competition between biological and photochemical processes in the mineralization of dissolved organic carbon*, *Limnol. Oceanogr.* 49, pp. 117-124.

29. CLARK, C.D. et al. (2004). *CDOM distribution and CO₂ production on the southwest Florida shelf*, Mar. Chem. 89, pp. 145-167
30. XIE, H.X. et al. (2004). *Photooxidation and its effects on the carboxyl content of dissolved organic matter in two coastal rivers in the Southeastern United States*, Environ. Sci. Technol. 38, pp. 4113-4119.
31. BIDDANDA, B.A. and COTNER, J.B. (2003). *Enhancement of dissolved organic matter bioavailability by sunlight and its role in the carbon cycle of Lakes Superior and Michigan*, J. Great Lakes Res. 29, pp. 228-241.
32. KAISER, E. and SULZBERGER, B. (2004). *Phototransformation of riverine dissolved organic matter (DOM) in the presence of abundant iron: Effect on DOM bioavailability*, Limnol. Oceanogr., 49, pp. 540-554.
33. DANIEL, C. et al. (2006). *Stimulation of metazooplankton by photochemically modified dissolved organic matter*, Limnol. Oceanogr. 51, pp. 101-108.
34. MAYER, L.M. et al. (2006). *Photodissolution of particulate organic matter from sediments*, Limnol. Oceanogr. 51, pp. 1064-1071.
35. TANK, S.E. et al. (2005). *Effect of ultraviolet radiation on alkaline phosphatase activity and planktonic phosphorus acquisition in Canadian boreal shield lakes*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 1345-1351.
36. CALDWELL, M.M. et al. (2003). *Terrestrial ecosystems, increased solar ultraviolet radiation and interactions with other climate change factors*, Photochem. Photobiol. Sci. 2, pp. 29-38.
37. BJERKE, J.W. et al. (2003). *Long-term impacts of simulated climatic change on secondary metabolism, thallus structure and nitrogen fixation activity in two cyanolichens from the Arctic*, New. Phytol. 159, pp. 361-367.
38. PEERS, G. et al. (2005). *Copper requirements for iron acquisition and growth of coastal and oceanic diatoms*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 1149-1158.
39. SUNDA, W.G. and HUNTSMAN, S.A. (2005). *Effect of CO₂ supply and demand on zinc uptake and growth limitation in a coastal diatom*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 1181-1192.
40. DUPONT, C.L. and AHNER, B.A. (2005). *Effects of copper, cadmium, and zinc on the production and exudation of thiols by *Emiliania huxleyi**, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 508-515.
41. TANG, D. et al. (2005). *Response of nonprotein thiols to copper stress and extracellular release of glutathione in the diatom *Thalassiosira weissflogii**, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 516-525.
42. PRICE, N.M. (2005). *The elemental stoichiometry and composition of an iron-limited diatom*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 1159-1171.
43. MILLS, M.M. et al. (2004). *Iron and phosphorus co-limit nitrogen fixation in the eastern tropical North Atlantic*, Nature 429, pp. 292-294.
44. BUESSELER, K.O. and BOYD, P.W. (2003). *Will ocean fertilization work?*, Science 300, pp. 67-68.
45. COALE, K.H. et al. (2004). *Southern ocean iron enrichment experiment: Carbon cycling in high- and low-Si waters*, Science 304, pp. 408-414.
46. BUESSELER, K.O. et al. (2004). *The effects of iron fertilization on carbon sequestration in the Southern Ocean*, Science 304, pp. 414-417.
47. BUESSELER, K.O. et al. (2005). *Particle export during the southern ocean iron experiment (SOFEX)*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 311-327.
48. SHAKED, Y. et al. (2005). *A general kinetic model for iron acquisition by eukaryotic phytoplankton*, Limnol. Oceanogr. 50, pp. 872-882.
49. SANTANA-CASIANO, J.M. et al. (2005). *Oxidation of nanomolar levels of Fe(II) with oxygen in natural waters*, Environ. Sci. Technol. 39, pp. 2073-2079.

50. SANTANA-CASIANO, J.M. et al. (2004). *The oxidation of Fe(II) in NaCl-HCO₃⁻ and seawater solutions in the presence of phthalate and salicylate ions: a kinetic model*, Mar. Chem. 85, pp. 27-40.
51. RIJKENBERG, M.J.A. et al. (2004). *UVA variability overrules UVB ozone depletion effects on the photoreduction of iron in the Southern Ocean*, Geophys Res Lett. 31, pp.432-436.
52. MEUNIER, L. et al. (2005). *Effects of size and origin of natural dissolved organic matter compounds on the redox cycling of iron in sunlit surface waters*, Aquat. Sci. 67, pp. 125-129.
53. SOUTHWORTH, B.A. and VOELKER, B.M. (2003). *Hydroxyl radical production via the photo-Fenton reaction in the presence of fulvic acid*, Environ. Sci. Technol. 37, pp. 1130-1136.
54. LAM, M.W. and MABURY, S.A. (2005). *Photodegradation of the pharmaceuticals atorvastatin, carbamazepine, levofloxacin, and sulfamethoxazole in natural waters*, Aquat. Sci. 67, pp. 177-188.
55. LAM, M.W. et al. (2004). *Aquatic persistence of eight pharmaceuticals in a microcosm study*, Environ. Toxicol. Chem. 23, pp. 1431-1440.
56. MILLER, P.L. et al. (2005). *Indirect photolysis promoted by natural and engineered wetland water constituents: Processes leading to alachlor degradation*, Environ. Sci. Technol. 39, pp. 4454-4462.
57. MCNALLY, A.M. et al. (2005). *Kinetics and mechanism of the sensitized photodegradation of lignin model compounds*, Photochem. Photobiol. Sci. 4, pp. 268-274.
58. KWAN, W.P. and VOELKER, B.M. (2003). *Rates of hydroxyl radical generation and organic compound oxidation in mineral-catalyzed Fenton-like systems*, Environ. Sci. Technol. 37, pp. 1150-1158.
59. DEL VECCHIO, R. and BLOUGH, N.V. (2004). *Spatial and seasonal distribution of chromophoric dissolved organic matter and dissolved organic carbon in the Middle Atlantic Bight*, Mar. Chem. 89, pp. 169-187.
60. BOPP, L. et al. (2001). *Potential impact of climate change on marine export production*, Glob. Biogeochem. Cycles 15, pp. 81-100.
61. JANKOWSKI, T. et al. (2006). *Consequences of the 2003 European heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion: Implications for a warmer world*, Limnol. Oceanogr. 51, pp. 815-819.

8.

La Radiación Solar y los efectos en la Salud Humana.

D. Francisco Javier López Narbona.

Servicio de Innovación e Igualdad de la Consejería de Salud de la Junta de Andalucía.

8.1. Introducción. El cuerpo humano ante los rayos solares.

Siempre hemos oído que el sol es fuente de vida y así es para la totalidad de los seres vivos. En el ser humano sus efectos beneficiosos son bastante amplios. Entre ellos podemos citar la mejora en la respuesta muscular, disminución de la presión sanguínea, incremento de la respuesta inmunológica, bajada del colesterol, mejora de la capacidad de trabajo cardiovascular o promover la síntesis de vitamina D para calcificar huesos. Pero la radiación solar puede tener también efectos perjudiciales sobre el cuerpo humano dependiendo de la duración y frecuencia de la exposición, la intensidad de la luz solar y la sensibilidad del individuo. Esto está hoy en día agravado por el aumento de la expectativa de vida humana que está llevando a toda la población mundial a permanecer más tiempo expuesto a las radiaciones solares, con el riesgo mayor de cáncer de piel. Esta exposición al sol en exceso somete a nuestra piel a una situación de estrés celular que, mantenida en el tiempo, puede originar efectos a corto, medio y largo plazo, que van desde las quemaduras, irritaciones y alergias hasta la aparición de manchas, envejecimiento prematuro de la piel y la probabilidad aumentada de cáncer de piel, como hemos citado. Estos efectos se ven potenciados y favorecidos por la llamada 'memoria dérmica', que contribuye a la aparición demorada de las lesiones y agresiones en la superficie corporal.

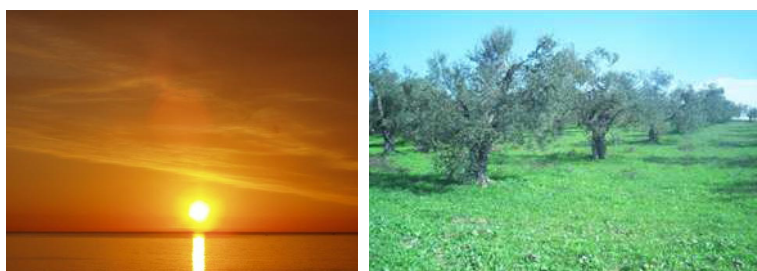


Figura 8.1. El sol está presente en la vida de todo lo que nos rodea.

La piel y las radiaciones solares.

La piel es el órgano que está en contacto con el mundo exterior. Es elástica, resistente y flexible y en ella tienen lugar una serie de funciones de vital importancia para la vida humana: la termorregulación, la percepción de sensaciones, la protección frente a las agresiones y el intercambio entre el mundo exterior y el interior del organismo.

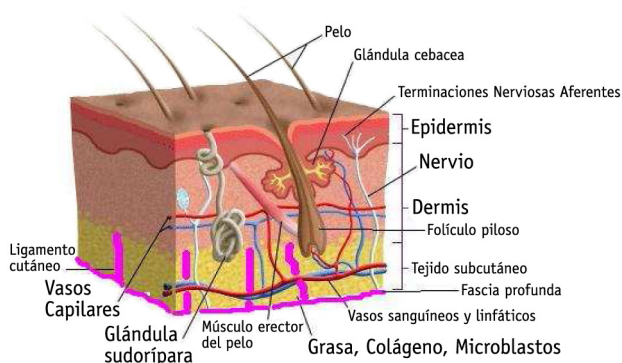


Figura 8.2. La piel.

En una persona adulta, ocupa aproximadamente 2 m² y su espesor varía entre los 0,5 mm (en los párpados) a los 4 mm (en el talón). Su peso aproximado es de 5 kg. La piel es una estructura de nuestro organismo sabiamente diseñada para protegernos de las agresiones que recibe del exterior. En especial, posee una serie de mecanismos de defensa que nos salvaguardan frente a la acción de los rayos solares. Su cuidado forma parte del núcleo de recomendaciones como medidas de protección. La piel está formada por tres capas. La primera es la epidermis que tiene una función inmunológica contra el sol, se compone en su mayoría por queratinocitos, que se encuentran segmentados en el estrato corneo. En la epidermis nos encontramos con los melanocitos (también llamados pigmentocitos), células productoras de un pigmento llamado melanina. Este pigmento se incrementa tras la exposición cutánea al sol y es la responsable de dar color a la piel. Esta sustancia tiene efecto protector de forma natural, dado que absorbe la energía de los rayos ultravioleta y evita que estos penetren más profundamente en los tejidos.

Las personas con piel oscura tienen más melanina, por lo que son más resistentes a los efectos nocivos del sol, como quemaduras, envejecimiento cutáneo prematuro y cáncer de piel. De hecho, el cáncer de piel es la forma más frecuente de cáncer en la población de piel blanca. La segunda capa es la dermis que está formada por un entramado de fibras muy resistentes entre las que se encuentran los capilares sanguíneos que nutren la piel y unas células llamadas fibroblastos, productoras del colágeno (que dan resistencia a la piel) y de la elastina (que proporciona la elasticidad). Y por último, nos encontramos con la hipodermis, que es una zona gruesa de tejido conjuntivo muy vascularizado compuesta de unas células grasas llamadas adipocitos.

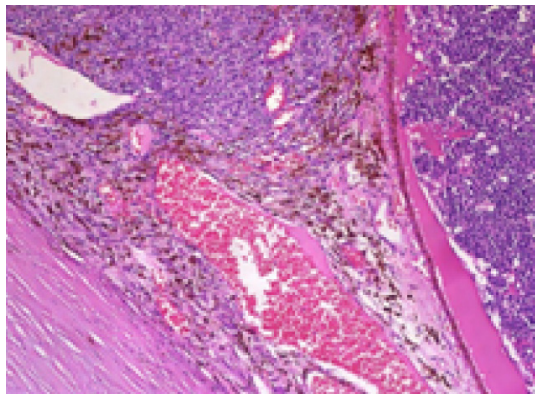


Figura 8.3. Abundante pigmento de Melanina.

Podemos decir que la piel es una barrera al sol, inteligente pero frágil. Entre las importantes funciones que tiene están las de protección. En especial, posee una serie de mecanismos de defensa que nos salvaguardan frente a la acción de los rayos solares. Estos mecanismos básicamente son: la síntesis de melanina de la que hemos hablado. La melanina no sólo se encuentra en la piel, también está presente en el cabello, en el epitelio pigmentado que rodea la retina, en la médula espinal y la zona reticular de la glándula suprarrenal, en la sustancia negra, locus ceruleus (zonas profundas del núcleo del cerebro) y el oído medio. Otro mecanismo es el sudor, cuya secreción se estimula por el efecto calorífico de los rayos ultravioletas, contiene ácido urocánico que actúa como filtro solar por su capacidad de absorber la radiación ultravioleta. Y el engrosamiento de la capa córnea, inducido por la radiación solar, que dificulta la penetración de los rayos ultravioleta. Estos mecanismos son modulados por circunstancias fisiológicas, patológicas o farmacológicas concretas de cada persona y por las características de las radiaciones.

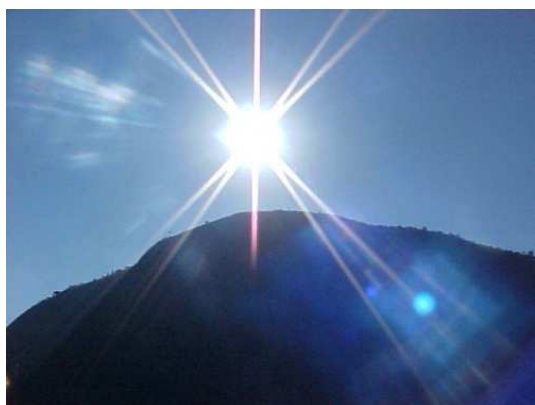


Figura 8.4.



Figura 8.5. Quemadura solar.

Como sabemos, el espectro electromagnético que llega a la superficie terrestre comprende la luz visible, los infrarrojos y los ultravioletas. La luz visible queda, en cierta medida, atenuada por la polución, el polvo y el humo; su poder de penetración en la piel es inferior al de los infrarrojos.

Estos a intensidades normales provocan una sensación cálida que, a mayor intensidad, se convierte en eritema (enrojecimiento de la piel) y a intensidades extremas pueden causar quemaduras. Los ultravioleta reaccionan con los distintos constituyentes celulares, principalmente las proteínas, los ácidos nucleicos y las membranas. La radiación ultravioleta es emitida por el Sol en longitudes de onda que van aproximadamente desde los 150 nm (1500 Å), hasta los 400 nm (4000 Å), en las formas UV-A, UV-B y UV-C pero a causa de la absorción por parte de la atmósfera terrestre, el 99% de los rayos ultravioletas que llegan a la superficie de la Tierra son del tipo UV-A. Ello nos libra de la radiación

ultravioleta más peligrosa para la salud. De los rayos UV-C se sabe que son muy calóricos y, por tanto, muy peligrosos y que no influyen en el bronceado pero sí en la aparición de cáncer de piel. La capa de ozono evita que estos rayos lleguen a la tierra y puedan causar ese daño al ser humano. La radiación UV-B es parcialmente absorbida por el ozono y llega a la superficie de la tierra, produciendo daño en la piel. Ello se ve agravado por el agujero de ozono que se produce en los polos del planeta. Y los UV-A que actúan sobre los melanocitos intensificando el tono de la melanina; son los responsables del bronceado directo e inmediato, que aparece a los pocos minutos de tomar el sol y no causan inflamación. Los UVB aumentan la producción de melanina y son los responsables del bronceado lento, intenso, duradero, pero también de la aparición de eritemas, inflamación y quemaduras, así como de los queratinocitos quemados y en dosis elevadas pueden dañar las células y provocar cáncer de piel. Por tanto son responsables del envejecimiento de la piel y del melanoma (uno de los dos tipos de cánceres cuya incidencia y mortalidad sigue aumentando).

Dimensión del problema.

Estamos ante una realidad que desgraciadamente escapa a muchas miradas. El ser humano en su devenir por la vida solo toma medida de la gravedad de los hechos cuando estos están muy cerca de ellos o lo experimentan de forma personal e intransferible. Así es, los efectos nocivos de la radiación solar y los estilos de vidas asociados a ellos nos llegan a través de cifras escalofriantes. Según estimaciones del Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), cada año se producen en todo el mundo más de 2 millones de cánceres de piel distintos del melanoma y 200.000 melanomas malignos. Uno de cada tres cánceres es de piel. Y la mitad de las personas que cumplen más de 60 años padecen, al menos, un cáncer de piel. El sol es la causa principal en el 90% de todos los casos de cáncer de piel. Además, El 50% de la dosis acumulativa de rayos ultravioletas se ha recibido antes de los 18 años. La tendencia es preocupante. Si hace 50 años se producía un melanoma por cada 600 nacidos, se calcula que, al final de esta década, lo sufrirá uno de cada 50.

Con lo visto hasta ahora será fácil entender ante que estamos. Así el problema lo entenderemos muy fácilmente. La melanina, el pigmento que nos broncea, lo fabricamos en unas células específicas, los melanocitos, mediante una compleja y regulada vía biosintética estimulada por las radiaciones UV. Los cánceres cutáneos, en especial el temido melanoma, se originan como consecuencia de alteraciones en el material genético, el ADN y la subsiguiente malignización (pérdida de regulación) de los melanocitos. Las radiaciones UV favorecen dichos cambios en el ADN. Siendo similares el mecanismo bioquímico molecular de sus consecuencias y el de la malignización de los melanocitos.

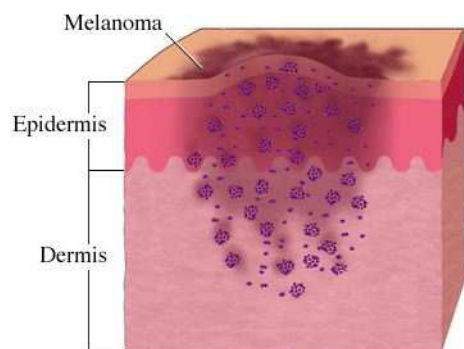


Figura 8.6.

8.2. Sus beneficios en la salud humana.

Podemos comenzar diciendo que el sol es fuente de belleza y salud. El bronceado tiene un valor estético muy apreciado en nuestra sociedad, pero además, la exposición moderada del cuerpo humano al sol produce, psicológica y fisiológicamente, una sensación de salud, de sosiego natural y bienestar general, además de una acción estimulante.

Esa formidable fuente de energía que es el sol desencadena una serie de procesos biológicos y bioquímicos esenciales para la vida del hombre. Veamos cuales son esos beneficios.



Figura 8.7.

Por una parte, favorece la formación de vitamina D, la vitamina antirraquitismo, que posibilita la absorción del calcio suministrado por los alimentos, con lo que se logra una normal formación de los huesos, uñas y cabello. La falta de vitamina D, calcio y sales fosfatadas en la dieta, además de la falta de exposición a la luz del sol, está asociada con casos de raquitismo. La tuberculosis de la piel o lupus vulgaris es otra enfermedad asociada a falta de exposición al sol. La piel actúa como una planta procesadora de químicos para todo el cuerpo. Cuando nos hallamos en el exterior, la piel absorbe los rayos ultravioletas del sol y luego los usa para convertir químicos en vitamina D.

Refuerza el sistema inmunológico y, de esta forma, disminuye la sensibilidad de ciertos individuos a determinadas infecciones. Se sabe que en el caso de infecciones respiratorias las reduce.

Estimula la circulación de la sangre.

Contribuye a la regulación de estados depresivos, ayuda a conciliar el sueño y disminuye el cansancio. En algunos casos, estimula la síntesis de los neurotransmisores cerebrales responsables del estado anímico (quizás por eso se relaciona a los países cálidos con la alegría y la juerga y a los países fríos con la seriedad y la depresión).

Mejora las enfermedades reumáticas.

Favorece el aumento en la producción de hormonas sexuales.

Mejora la respuesta muscular. Mejora la resistencia en pruebas de tolerancia. Mejora la capacidad de trabajo cardiovascular.

Disminuye la presión sanguínea.

Baja el colesterol de la sangre.

Incrementa la hemoglobina de la sangre.

Mejora la respiración especialmente en asmáticos.

Estimula las terminaciones nerviosas.

Hay que señalar también el beneficioso poder antiinflamatorio del sol, para algunas enfermedades cutáneas. Actúa en el tratamiento de algunas dermatosis. Entre esas enfermedades cutáneas podemos citar la psoriasis que se manifiesta en forma de placas más o menos rojas recubiertas de escamas principalmente en los codos, las rodillas y el cuero cabelludo. Las radiaciones solares favorecen la descamación de esas placas.

Este listado constituye de forma detallada todos aquellos beneficios que tiene el sol en nuestra salud y como decíamos, sobre los cánones actuales de belleza. De una forma general, los seres vivos somos conscientes de la importancia que tiene el sol para una vida plena y es esa satisfacción la que la mayoría de los mortales expresan. El secreto del éxito de esta medicina natural se encuentra en su moderación.



Figura 8.8. Psoriasis.

8.3. Sus daños en la salud humana. Factores determinantes.

La exposición excesiva a la radiación solar puede originar efectos negativos en la piel, ojos y debilitamiento del sistema inmunológico. El grado del daño de la radiación UV en la piel, depende de la intensidad y la longitud de onda, así como del tipo de piel. Por tanto, los efectos negativos para la salud derivados de la exposición solar son y se manifiestan de diferentes maneras. De forma resumida podríamos hablar de cáncer de piel y otros trastornos cutáneos, cataratas y otros trastornos de la vista, envejecimiento prematuro e inhibición del sistema inmunitario.

La piel y el Sol.

Existen efectos visibles a corto plazo. La radiación solar desencadena varios tipos fundamentales de reacciones cutáneas visibles. Por una parte, nos tenemos el eritema, que es la consecuencia más visible cuando hay un exceso de radiación. Las diferentes manifestaciones clínicas varían también en función del tipo de piel; Así las pieles oscuras presentan un riesgo mucho menor y desarrollan rápidamente una nueva pigmentación; Por el contrario, las pieles claras de los rubios y pelirrojos tienen grandes probabilidades de sufrir eritemas. En la Quemadura solar se produce en primer lugar y de manera inmediata un eritema o enrojecimiento, que comienza a aparecer a las pocas horas de iniciar la exposición al sol y alcanza su máxima intensidad a las 12-24 horas. Cuando la exposición es excesivamente prolongada y persistente su aparición puede ser muy intensa e incluso se puede producir una quemadura más profunda con formación de inflamación, edema y ampollas. La facilidad con que aparece el eritema es proporcional al número de exposiciones previas a los rayos ultravioletas. Este enrojecimiento de la piel se debe a la acción directa de los rayos ultravioleta tipo B. Estos rayos penetran poco en la piel, afectan a la epidermis y sólo un 10% llegan a la zona de la unión epidermis-dermis. Los rayos ultravioleta de tipo A también pueden producir eritema pero se necesitan 1.000 veces más de radiación.

El bronceado es considerado como un beneficio desde el punto de vista estético. Es la respuesta de la piel a las radiaciones solares; Su capacidad varía de un individuo a otro y desarrolla diferentes fases: una es el bronceado directo e inmediato provocado por el oscurecimiento de los gránulos de melanina existentes en los queratinocitos y desencadenado por los UV-A; Y el bronceado indirecto y retardado, debido a la elaboración por parte de los melanocitos de un nuevo pigmento de melanina provocado por los UV-B. Aunque en definitiva, no deja de ser una agresión al cuerpo y en especial a la piel.

El golpe de sol es una reacción normal del organismo después de una excesiva exposición al sol. Los vasos sanguíneos se dilatan y producen sensación de calor; la piel enrojece, pudiendo llegar a inflamarse y provocar dolor. Los golpes de sol son verdaderas quemaduras superficiales de las que son responsables los UV-B. La aparición de manchas marrones, lisas y sin relieve, surgen fundamentalmente en las pieles maduras y se deben a excesivas dosis de sol acumuladas a lo largo de la vida. Su desaparición sólo se consigue con tratamiento dermatológico. Los efectos del sol son acumulativos y sus manifestaciones se muestran con retraso. En la exposición aguda solar, la capa más superficial de la piel se torna roja y puede destruirse elementos que la conforman apareciendo ampollas y vesículas. En una exposición crónica a las



Figura 8.9. Quemadura solar.



Figura 8.10. No se concibe empezar el verano sin estar bronceados

radiaciones solares se produce una alteración en el desarrollo normal de la dermis, con degeneración y cambios en los tejidos, que traen consigo una pérdida de elasticidad de la piel. La exposición a radiaciones UV-A, de forma crónica, hace que la piel tome un aspecto arrugado y con profundos surcos. La transformación en cáncer de la piel se considera un efecto crónico, y se debe a que la luz ultravioleta produce alteraciones cromosómicas que puede hacer transformar el tejido, de lesión crónica solar a cáncer cutáneo.

Como podemos apreciar, existen efectos invisibles a corto y a largo plazo. Las repetidas y prolongadas exposiciones al sol que comportan serios desarreglos cutáneos son la causa de numerosas afecciones antiestéticas y de un prematuro antienviejecimiento cutáneo. Por ello, en ausencia de protección cosmética, la radiación solar tiene efectos sumamente negativos sobre la piel. La exposición prolongada y excesiva a la radiación ultravioleta acelera el proceso de fotoenvejecimiento con la presentación de arrugas, atrofia y sequedad cutánea y aparición de zonas pigmentadas de forma irregular. La rapidez del proceso viene condicionada no sólo por la exposición directa al sol sino también por los tipos cutáneos solares y por la dosis acumulada de radiación UV-A. Como hemos dicho anteriormente, el principal factor de riesgo relacionado con la aparición del **cáncer de piel** son las radiaciones solares, sobre todo la ultravioleta B. Aparecen sobre todo en las personas de piel blanca y ojos claros que se broncean con dificultad. Las lesiones se localizan en las zonas corporales expuestas al sol, como es el caso de la cara, cuello y las manos. Existen dos subtipos: **Carcinoma basocelular** (70-80% de los cánceres de piel) y el **Carcinoma espinocelular** (20%).

Por otra parte, el **melanoma**, aunque menos frecuente, tiene especial importancia por su alta mortalidad, por lo que su diagnóstico precoz es fundamental para conseguir su curación. Su aparición se relaciona con la exposición puntual e intermitente al sol y se localiza preferentemente en zonas no expuestas al sol de forma habitual, como es el caso de la espalda y las piernas. Podríamos hablar de otras afecciones de la piel como la **Queratosis actínica o queratosis solar**. Ésta supone un tipo de lesión precancerosa de la piel producida por la exposición crónica al sol. Entre un 10-20% de los casos se transforman en un carcinoma espinocelular. Además existen otras **fotodermatosis de causa desconocida** que engloban lesiones como: Erupción polimorfa lumínica, Urticaria solar, Prúrigo actínico, Hydroa estival o vacciniforme, Fotodermatosis primaveral juvenil.



Figura 8.11. Melanoma en cara.



Figura 8.12. Queratosis Actínica.

Desde el punto de vista clínico, el **fotoenvejecimiento** es indudablemente responsable de la mayor parte de los cambios no deseados del aspecto de la piel. Se manifiesta particularmente en las zonas del cuerpo que están más expuestas al sol (cara, cuello y manos). En estas zonas la piel pierde elasticidad, se hace áspera, se arruga, toma un color amarillo y aparece una pigmentación irregular con diversas pequeñas manchas oscuras (manchas de envejecimiento), salpicada de talangiectasias o arañas vasculares, como también se les conoce.

El sol y los ojos.

Los ojos no tienen mecanismos de protección a la radiación solar, es por ello que el desarrollo de cataratas en humanos es una de las manifestaciones asociadas con la exposición. La exposición del ojo a los rayos ultravioleta depende de numerosos factores: de la radiación reflejada por el suelo, del grado de intensidad de la luz del cielo que obliga a nuestros párpados a entornarse, de la cantidad de luz reflejada por la atmósfera, o de la utilización de gafas de sol. Algunos de los efectos agudos de la radiación UV sobre el ojo son la fotoqueratitis (inflamación de la córnea y del iris) y la fotoconjuntivitis (inflamación de la conjuntiva, que es la membrana que recubre el interior de los párpados), que son trastornos dolorosos pero reversibles, y fácilmente evitables usando gafas de protección. Entre los posibles efectos crónicos se cuentan la aparición de pterigium (tejido opaco blanquecino que se forma en la córnea), el cáncer de células escamosas de la conjuntiva (tumor maligno escamoso o en placa), y las cataratas. En la actualidad 16 millones de personas en todo el mundo afectadas de ceguera por cataratas; según estimaciones de la OMS, el número de estos casos causados por la exposición a los rayos UV podría ser de hasta un 20%.



Figura 8.13. Pterigium.

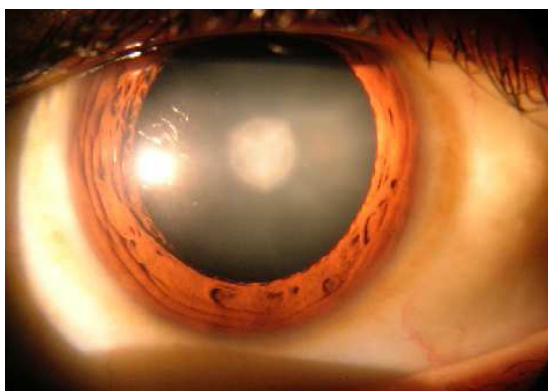


Figura 8.14.

Cáncer de Piel. Factores de riesgo.

El melanoma, el tercer tipo de cáncer de piel más común, es el más peligroso, en especial en las personas más jóvenes. Aproximadamente, entre el 65% y el 90% de los melanomas son provocados por la exposición a la luz ultravioleta o a la luz solar. Algunas personas con ciertos factores de riesgo tienen más probabilidad de contraer cáncer de piel. Los factores de riesgo varían de acuerdo al tipo de cáncer de piel, pero entre los factores generales se incluyen:

Piel clara.

Antecedentes familiares de cáncer de piel.

Antecedentes personales de cáncer de piel.

Exposición al sol debido al trabajo o actividades recreativas.

Antecedentes de quemaduras de sol durante la niñez.

Piel que fácilmente se quema, enrojece o le salen pecas o que bajo el sol se siente adolorida.

Ojos azules o verdes.

Cabello rubio o pelirrojo.

Cierto tipo de lunares o numerosos lunares.

En conclusión, si tomamos el sol con exceso y abuso puede ser nuestro enemigo más cruel. La exposición a la luz solar natural o artificial, voluntaria o involuntaria, puede llegar a ser muy dañina para la piel humana. Muchas personas olvidan o ignoran que el cuerpo se está enfrentando a una de las fuentes de energía más potentes de la naturaleza.



Figura 8.15. Carcinoma Basocelular.

8.4. Medidas de protección a la salud.

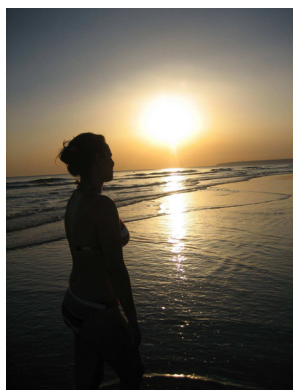


Figura 8.16.

Conocer como responde nuestro cuerpo y especialmente nuestra piel a los rayos solares es el principio para entender y comprender como debemos de actuar ante el sol, de forma que podamos tener una adecuada Higiene Solar y una vida sana. Al ser la piel el órgano de mayor tamaño del organismo humano y constituir la barrera que separa nuestro medio interno del mundo exterior, conservar la integridad de la piel es fundamental para asegurar esta capacidad protectora y sus cualidades.

Prevención de las lesiones cutáneas debidas a radiaciones solares.

El mejor modo de evitar el daño que puede causar el sol es permanecer alejado de su radiación directa. La mejor forma por tanto de prevenir el cáncer de piel es protegerse del sol. Si las personas se protegen del sol constantemente pueden reducir el riesgo de contraer cáncer de piel. Las prendas de vestir y las gafas de cristal repelen prácticamente todos los rayos nocivos.

Veamos cinco recomendaciones fáciles de llevar a cabo para protegernos del sol:

Resguardarse en la sombra, especialmente durante las horas del medio día, cuando los rayos ultravioleta son más fuertes y causan más daño. La radiación solar es más intensa entre las 11 y las 16 horas.

Cubrirse con prendas de vestir que protejan la piel expuesta.

Usar un sombrero de ala ancha para cubrirse la cara, la cabeza, las orejas y el cuello.

Ponerse gafas de sol que cubran los lados del rostro y que bloqueen casi el 100% de los rayos UVA y UVB.

Aplicarse filtro solar con un factor de protección solar (FPS) 15 o más alto y con protección contra los rayos UVA y UVB.

Tomar medidas de precaución es obligado en todos los casos, pero mucho más si se trata de niños, adultos de piel clara y personas ancianas. A pesar de ser conocidos mayoritariamente los riesgos de la sobre exposición solar, sólo un 15% de la población adopta medidas que protegen adecuadamente frente al sol.

Como se ha citado con anterioridad, la melanina es una proteína que protege la piel, al permitir que una pequeña fracción de la radiación ultravioleta penetre en ella. Esta proteína es abundante en personas de piel negra y escasa en personas de piel blanca, siendo más propensas al desarrollo de enfermedades. Los alimentos ricos en caroteno como la zanahoria y el tomate fabrican vitamina A que facilita la producción de melanina. Los alimentos ricos en vitamina E y B como el pescado y las legumbres, evitan la deshidratación y la descamación de la piel y ayudan a fijar y prolongar el bronceado.

Desde que nacemos, todos tenemos una capacidad de adaptación al sol. Éste es nuestro fototipo. Cuanto más pequeña sea esta capacidad (tienen menos las personas de piel clara o las personas pelirrojas), más reducida será la capacidad de resistir el sol. Por esta razón deben tomar precauciones para evitar una exposición excesiva al sol. La clasificación de fototipos aceptada a nivel internacional mide los tipos de piel en función de la sensibilidad a la radiación ultravioleta, la formación de eritemas o pequeñas inflamaciones de la piel y sus características.



Figura 8.17. Alimentos ricos en vitamina A.

Según dicha clasificación existen hasta seis fototipos. Veamos esta clasificación del tipo de piel, de acuerdo con el contenido de melanina y su vulnerabilidad:

1. Engloba a aquellos individuos que presentan quemaduras solares intensas y siempre se queman con facilidad, no resiste el bronceado. Piel muy clara, ojos azules y con pecas (albino). Se descaman con gran facilidad. Por ello, su exposición al sol requiere de ultra protección solar.
2. En este segundo grupo, nos encontramos con personas que se pigmentan ligeramente. El bronceado es mínimo. Siempre se quema con facilidad. Suelen ser individuos con piel y ojos claros, pelo rubio o pelirrojo y pecas. Al igual que el primer grupo, necesitan ultra protección solar.
3. En este grupo, entran los individuos que se queman con moderación. El bronceado es gradual. Piel morena clara. Se les recomienda una protección máxima.
4. En este grupo, entran aquellas personas que se queman mínimamente. El bronceado es adecuado. Piel morena oscura, con pelo y ojos oscuros. Deben protegerse del sol con protección extra moderada.
5. Raramente se queman, se pigmentan con facilidad e intensidad. Siempre presentan reacción de pigmentación inmediata. Piel oscura que necesitan de una protección solar moderada mínima.
6. En este último grupo, nos encontramos con personas que nunca se queman, piel con profunda pigmentación. Piel muy oscura.

Fototipo	Tipo de piel	Reacción solar
Fototipo 1	Piel muy clara. Ojos azules. Pecas. Casi albinos.	Eritema intenso. Gran descamación. No se pigmentan.
Fototipo 2	Piel clara. Ojos azules o claros. Pelo rubio o pelirrojo.	Reacción eritematosa. Descamación. Ligera pigmentación.
Fototipo 3	Piel blanca (caucasiana). Ojos y pelo castaño.	Eritema moderado. Pigmentación suave.
Fototipo 4	Piel mediterránea. Pelo y ojos oscuros.	Ligero eritema. Pigmentación fácil.
Fototipo 5	Morena. Tipo India, Sudamérica, indostánicos, gitanos.	Eritema imperceptible. Pigmentación fácil e intensa.
Fototipo 6	Piel negra.	No hay eritema, pero sí bronceado.

Tabla 8.1. Una clasificación para el fototipo de cada persona.

Hemos hablado del factor de protección solar. El FPS es pues un índice que nos indica el tiempo que podemos exponernos al sol sin riesgo de quemaduras. Cuanto más alto es el FPS, más alta es la protección de los rayos solares. Si una persona es capaz de estar 20 minutos expuesta al sol sin quemarse, la elección de un fotoprotector 8 le supondrá una protección 8 veces superior. Si el fototipo dérmico (clase de piel) es muy claro (pelirrojos, albinos y de ojos muy claros (fototipo 1) debe usarse un factor de protección 50. Entre 30 y 50 está indicado para pieles claras con pecas (fototipo 2 y 3). En cualquier caso debemos iniciar la exposición al sol de manera progresiva, y en la medida de lo posible es preferible mantenerse a la sombra y protegerse adecuadamente bajo sombrillas y toldos, así como usar unas gafas de sol que filtren adecuadamente las radiaciones solares. Los tres primeros días de exposición al sol son los verdaderamente importantes. En el primer día es en el que se producen la mayor parte de las quemaduras que muchas veces duran todo el verano. Hay que tomar el sol en sesiones de cinco minutos, que se extenderán a diez minutos el segundo día. El tercer día la piel entra en crisis. Es el momento en que la melanina estimulada durante los dos días anteriores, consigue alcanzar la epidermis pero aún no la protege. Si ese día no se toma el sol o se utiliza una protección total, se tendrá asegurado el éxito. En las zonas más sensibles, (labios, nariz, hombros) es conveniente usar siempre un bronceador de alto índice de protección, el mismo que se ha utilizado los dos primeros días para todo el cuerpo. También es necesario cubrir las cicatrices y las manchas de la piel con una protección especial. La protección frente a la radiación ultravioleta puede lograrse mediante el uso de cremas que absorban la luz ultravioleta. Antes de una exposición a la luz solar intensa y directa, una persona debería aplicarse un filtro solar o crema con sustancias químicas que protegen la piel al repeler los rayos UVA y UVB. Un tipo común y eficaz de filtro solar contiene ácido para-aminobenzoico (PABA). Otros tipos de filtros solares contienen una sustancia química llamada benzofenona. Muchos protectores solares contienen tanto PABA como benzofenona u otros productos químicos; estas combinaciones proporcionan protección frente a un amplio espectro de rayos UV.

Reparar la piel.

Después de tomar el sol, resulta indispensable reparar la piel agredida por los rayos nocivos de éste. En la mayoría de los casos se produce una verdadera irritación, que enrojece la piel, llamada eritema solar. Para que la piel viva sin deterioro, hay que evitar que se ponga roja. Hoy se sabe que cuando esto sucede ya existe un gran deterioro. Todos los bálsamos, cremas, leches y geles para después del sol contienen elementos calmantes, antiinflamatorios, hidratantes, suavizantes y regeneradores del epitelio, con lo que además de reparar e hidratar la piel, evitan o mitigan la sensación de dolor, tirantez, ardor y prurito. Poseen además un ligero efecto antibacteriano con el objeto de evitar infecciones por microbios y sobre todo un efecto protector y fijador del bronceado al evitar la descamación.

8.5. Preguntas frecuentes.

Aunque en estos momentos ya tenemos conocimientos suficientes sobre las radiaciones y la salud humana, a veces nos encontramos con preguntas que nos ponen a prueba sobre estos conocimientos adquiridos y sobretodo, el cambio de actitud necesario para adquirir un estilo de vida sano que prevengan todos los efectos nocivos que provoca la radiación

solar y su sobreexposición. A continuación veamos algunas preguntas que más de una vez hemos oído e incluso nos hemos hecho.



Figuras 8.18 y 8.19

1. *¿Ocultarnos bajo sombrillas o toldos nos protege del sol?*

Ha de tenerse en cuenta que gran parte el efecto del sol se produce como reverberación o reflejo de sus radiaciones, así como por la incapacidad de sombrillas y toldos para evitar de forma absoluta los rayos UVA, por lo que estar bajo ellas no garantiza plenamente la protección.

2. *¿Es sano exponer a lo largo del día a los niños pequeños al sol para favorecer su desarrollo y la maduración de su esqueleto?*

Los niños deben ser objeto de especial protección entre otros motivos porque su piel es inmadura y está más sensibilizada frente al efecto de las radiaciones. Nunca debe exponerse directamente al sol a niños con edades por debajo de los 3 años de edad.

Está comprobado que la mayor exposición al sol se genera entre los 0 y los 18 años, período que coincide con una especial sensibilidad de la piel frente al sol, con un efecto dañino de carácter acumulativo. Con la luz habitual y el aire libre reciben la radiación que necesitan para su desarrollo normal. Tener tres quemaduras a lo largo de la infancia de una persona aumenta de forma muy notable las probabilidades de que esta persona en la vida adulta desarrolle un cáncer de piel. Esto es debido a la memoria de la piel, que va acumulando los daños que sufre cada vez que te quemas.

3. *¿Es en la playa y sobretodo en verano donde debemos extremar las medidas de protección?*

Es obvio que el sol no sólo ejerce su acción en la playa, pero a veces este hecho pasa más desapercibido. Cuanta más altitud existe (montaña), la exposición solar es más intensa. La superficie también hace variar el grado de la radiación solar y la reflexión de los rayos. En la nieve alcanza el 85%, por encima de lo que ocurre en la arena de la playa, donde se sitúa alrededor de un 17-20%, frente a un 5% en el agua y un 2% en el asfalto.

4. *¿Si se está moreno, se está protegido de los efectos del sol?*

Existe la falsa creencia de que estar moreno es signo de protección de los efectos perjudiciales del sol, pero como hemos dicho, el bronceado sólo nos protege de las quemaduras pero no nos protege de los efectos tardíos relacionados con la exposición crónica como son el envejecimiento o el desarrollo de cánceres cutáneos. La melanina nos protege de los rayos ultravioleta B, pero no de los A, de manera que la radiación llega a las capas más internas de la piel y produce sus efectos irreversibles: cambios profundos en la vascularización de la dermis, degeneración del colágeno y carcinogénesis cutánea. A dicha radiación se deben los procesos degenerativos cutáneos que aparecen con la edad y que se aceleran en aquellos individuos expuestos excesivamente al sol, ya sea por la latitud geográfica, por su profesión (marineros, empleados de la construcción y labores agrícolas) o simplemente por su excesivo amor al sol. Lo grave es que debido a los efectos acumulativos de los rayos ultravioleta A y su acción interna, las lesiones se muestran a lo largo del tiempo, cuando la prevención ya no es posible.

5. *¿Qué rayos son los que emiten las cabinas de rayos artificiales?*

El bronceado, es la consecuencia de la acción de los rayos ultravioletas tipo A. Son los rayos que emiten las cabinas de bronceado artificial.



Figura 8.20. Porcentaje de Reflexión de la radiación solar según la superficie.

6. ¿Es el deterioro de la capa de ozono el causante del aumento en estos últimos años de los cánceres de piel?

Los efectos debidos a la disminución de la capa de ozono que nos protege de los rayos ultravioletas no serán observables ahora debido al retraso existente entre la exposición a los UV y la subsiguiente aparición de cánceres de piel no malignos. De hecho, el aumento de cáncer de piel que se está registrando en muchas partes del mundo tiene su causa en el importante aumento de tiempo que las personas pasan en el exterior expuestas a los rayos solares.

7. ¿Qué es más nocivo la exposición a la que se ven sometidas las personas por su trabajo, albañiles, marineros... o la propia del turismo de playas en el periodo estival?

La exposición a la radiación solar de forma continuada (personas que trabajan al aire libre, deportistas...) es tan nociva como una exposición intermitente pero intensa (por ejemplo, durante las vacaciones).

8. ¿Es necesario exponernos durante largos periodos de tiempo para prevenir la osteoporosis, sobretudo cuando avanza la edad?

El sol que nos da cuando salimos 5 minutos a la calle ya es suficiente para la correcta mineralización de los huesos. No se justifica tomar el sol más de este tiempo para prevenir la osteoporosis.

9. ¿Cuándo debemos acudir al médico para detectar o prevenir el cáncer de piel?

Es importante consultar inmediatamente al médico si se detecta que la forma, color o contorno de las manchas oscuras de la piel se modifican. Si se detecta a tiempo, el cáncer de piel puede curarse. Las cuatro características que debemos valorar son la asimetría, los bordes irregulares y poco precisos, colores marrones, azules o negros y el tamaño superior a 6 mm o un cambio en el mismo de forma rápida.

10. ¿Debemos de seguir con las medidas de protección solar aún en los días nublados?

Las nubes reducen considerablemente los rayos infrarrojos que llegan a la superficie terrestre y escasamente (sólo un 10%) la radiación ultravioleta. queda retenida por las nubes. Así pues, el riesgo de sobreexposición a los rayos ultravioletas es mayor en los días nublados porque la sensación de calor es menor y, por tanto, somos más lasos en las medidas de protección.

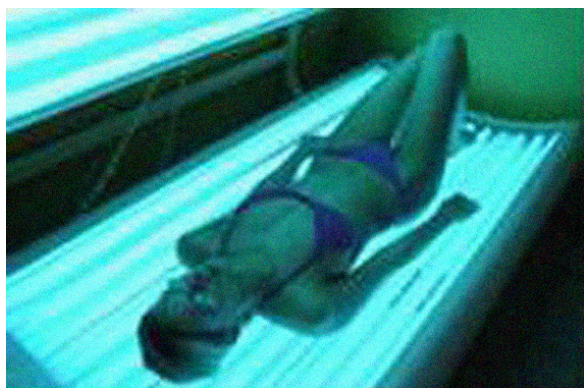


Figura 8.21. Centros de Bronceado R. UV-A

11. ¿Son las prendas de color blanco las mejores para protegernos del sol?

Los tejidos blancos absorben y dejan pasar una alta proporción de luz ultravioleta particularmente cuando están mojados.

12. ¿Qué es el capital solar?

Cada persona tiene un tiempo determinado que va gastando a lo largo de los años tomando el sol. Este tiempo se llama capital solar. Éste depende del tipo de piel de cada persona, teniendo más capital solar las personas morenas que las más blancas. Lo que hace el capital solar es reparar las alteraciones internas que provocan los rayos del sol en nuestra piel.

Este mecanismo de protección consume melanina, queratina y vitaminas, pero llega un día que el envejecimiento prematuro agota las reservas de estas sustancias, por lo que ya no actuará. Es difícil averiguar cuando se va a acabar el capital solar, por lo que protegiéndote adecuadamente del sol, no deberás preocuparte.

13. ¿Cuál es el factor de protección solar recomendado?

Esto dependerá del tiempo de exposición al sol, de las condiciones en las que se produce esta exposición (altitud, latitud, estación, nieve, playa...) y sobretodo de las condiciones propias de cada persona. Los productos a la venta de protectores solares, varían de un índice muy bajo a otro muy elevado. Sin embargo, en la realidad, a partir de un índice 30, la protección que ofrece a tu piel varía muy poco. Es decir, una crema de 60 no te protegería el doble que una de 30, por lo que ya hay un acuerdo internacional en el que se iguala la protección en todas las cremas a partir del factor 50.

FPS (en relación a los filtros UVB)	Tiempo de exposición sin riesgo
sin protección	20 minutos
Factor 8	40 minutos
Factor 11	40 minutos
Factor 15	5 horas
Extremo	más de 6 horas

Tabla 8.2.

8.6. Conclusiones.

Nadie duda el sentido que el sol tiene para la vida, para la salud. El sol tiene efectos positivos sobre el ser humano siempre que se utilice en dosis adecuadas, pero la radiación ultravioleta solar provoca diversas lesiones a corto plazo (eritema solar, cambios inmunológicos) y a largo plazo (fotoenvejecimiento y fotocarcinogénesis) que nos deben hacer sopesar las ventajas y los inconvenientes que tiene una exposición excesiva al sol sin protección. Como dijimos, el efecto más grave es el melanoma.

La necesidad de protección de la piel frente a la exposición solar es un problema importante de salud, no sólo moda o estética. Nos encontramos que los hábitos solares de buena parte de la población no son correctos. Y eso que si nos paramos a pensar las medidas básicas para evitar los daños causados por radiación ultravioleta estaremos de acuerdo que son sencillas y muy eficaces. Estamos hablando de la adquisición de buenos hábitos de fotoprotección tan elementales como evitar el sol de mediodía y usar sombrero, ropa, gafas y fotoprotectores adecuados a cada fototipo de piel, teniendo especial cuidados con los niños, ya que como hemos reiterado por su trascendencia, el sol se acumula y tiene memoria, de modo que la piel “recuerda” toda la radiación que ha recibido desde la infancia. Los efectos negativos que van apareciendo paulatinamente en la piel son consecuencia de la suma de la radiación solar recibida a lo largo de los años. Por eso, se ha demostrado que uno de los principales factores de riesgo de padecer cáncer de piel en la etapa adulta es el haber presentado insolaciones o quemaduras solares repetidas en la infancia y adolescencia. Estos cuidados para prevenir y proteger son una garantía de reducción de aparición de lesiones dérmicas de origen solar en los adultos. El 50% de la dosis de radiación ultravioleta acumulada por la piel tiene su origen en el período de tiempo mencionado.

Los expertos señalan que si consiguiésemos instaurar estas medidas de protección, el riesgo de daño en la piel se reduciría en más de un 70%. Distintos estudios clínicos concluyen que utilizar un fotoprotector 15 durante los primeros 18 años de vida puede reducir hasta un 78% el riesgo de cáncer cutáneo.

Recordemos también que tomar el sol no es sólo estar en una tumbona en la playa, sino también caminar por ella, acudir a una piscina, caminar por la montaña, tomar el sol en la terraza, estar muchas horas en la calle por motivos profesionales, deportivos o recreativos. Además, a la incidencia directa de la radiación ultravioleta hay que sumar la incidencia de la radiación reflejada, que supone unos incrementos del 5% en la hierba, del 10% en el agua, del 25% en la arena y del 80% en la nieve.



Figuras 8.22 y 8.23.

No terminemos esta exposición sin listar y comentar brevemente estos sencillos consejos que nos pueden hacer vivir una vida plena, larga y en las mejores condiciones de salud.

Es importante enseñar a los niños a protegerse del sol desde pequeños, porque los efectos de la radiación solar son acumulativos e irreversibles. En este aspecto, es lo mejor que podemos hacer con nuestros hijos y seremos afortunados de ver el porqué en sus vidas y seguro que en las nuestras.

No hay que exponer a los niños al sol antes de los 3 años. Hay que utilizar una protección solar especial para niños. Es bueno protegerles la cabeza con gorras y el cuerpo con camisetas si tienen la piel muy blanca y sensible. Y hay que hacerles beber mucho agua.

Evitemos las horas centrales del día. Exponerse progresivamente al sol y evitar la exposición solar entre las 12 y las 16 horas.

Si se utiliza una crema de protección solar, conviene escoger un factor de protección elevado, y ser consciente de que se utiliza para protegerse del sol, y no para broncearse. Hay que renovar periódicamente el producto, incluso si se está mucho tiempo en el agua.

Aplicar el protector solar en casa, 30 minutos antes de la exposición, sobre la piel limpia y seca, y renovar su aplicación periódicamente, sobre todo después de cada baño.

Protegerse con gafas de sol provistas de cristales homologados capaces de filtrar los rayos UV-A y UV-B.

Recordar que, además de los fotoprotectores y las gafas, se pueden adoptar otras medidas como el uso de sombrero y ropa, así como permanecer a cubierto en las horas de máxima radiación.

Debemos evitar los perfumes y las colonias alcohólicas que contienen esencias vegetales, porque son fotosensibilizantes.

Adoptar medidas fotoprotectoras cuando se realicen actividades laborales o de ocio al aire libre, incluso en los días nublados.

Tener en cuenta las circunstancias que comportan un riesgo suplementario: alta montaña y superficies reflectoras como nieve, hierba, arena y agua.

El bronceado de nuestra piel se produce por la combinación de los rayos ultravioletas A y B, pero no lo utilicemos como medida de fotoprotección.

Aunque pudiera sonar alarmista o tópico, es importante consultar inmediatamente al médico si se detecta que la forma, color o contorno de las manchas oscuras de la piel se modifican. Si se detecta a tiempo, el cáncer de piel puede curarse. Por ello y para finalizar he aquí la regla del ABCDE, para ayudarnos a auto-examinar nuestros lunares (nevus benignos):

- A. (Asimetría) Los lunares son redondos y simétricos. Los melanomas iniciales son asimétricos.
- B. (Borde) Los lunares tienen bordes regulares. La mayoría de melanomas iniciales tienen bordes irregulares y festoneados.
- C. (Color) Los lunares son de color marrón claro u oscuro, pero homogéneo. Los Melanomas iniciales tienen color no homogéneo (2 ó más tonos: marrón, rojizo, negruzco...).
- D. (Diámetro) Los lunares tienen un diámetro inferior a 6 mm. Los Melanomas generalmente tienen un diámetro mayor a 6 mm.
- E. (Evolución) Se sospecha de la existencia de un melanoma si aparecen uno o más de estos signos de alerta o cualquier otro cutáneo anormal (sangrado, inflamación, enrojecimiento, endurecimiento, picor... Estas, junto a otras recomendaciones han sido presentadas en la X Jornada de Diagnóstico Precoz del Melanoma (25 de Mayo del 2009).



Figura 8.24. Regla ABCD. X Jornada Nacional Diagnóstico Precoz del Melanoma.

8.7. Bibliografía.

1. U.S. Cancer Statistics Working Group. United States Cancer Statistics: 1999–2005 Incidence and Mortality Web-based Report. Atlanta (GA): Department of Health and Human Services, Centers for Disease Control and Prevention, and National Cancer Institute; 2009. Disponible en: <http://www.cdc.gov/uscs/>.
2. Centers for Disease Control and Prevention. Guidelines for School Programs to Prevent Skin Cancer. MMWR 2002; 51(No. RR-4):1–16.
3. National Institutes of Health. What You Need to Know About Skin Cancer; 2005. NIH Publication No. 05-1564.
4. National Institutes of Health. PDQ: Skin Cancer Prevention.
5. United States Preventive Services Task Force. Screening for Skin Cancer. Recommendations and Rationale. Rockville, MD: Agency for Healthcare Research and Quality.
6. Skin cancer: saving your skin from sun damage. Retrieved June 18, 2002, from www.familydoctor.org/healthfacts/159.
7. Adams RM. Occupational skin disease. 2d ed. Philadelphia: Saunders, 1990.
8. Radiación Solar. Editorial el porvenir S.A. de C.V. Octubre 2008.
9. Lesiones en la Piel por radiaciones solares. Canal Salud. Fundación MAPFRE.

10. Environmental Protection Agency, Aire y Radiación (6205j), "El Sol, la radiación ultravioleta y usted", EPA-430-K-01-009, Septiembre 2001.
11. Enfermedades de la Piel, Capítulo 205 Radiación Solar y lesiones sobre la piel. Manual Merck. 2009.
12. Skidmore RA , Flowers FP. Cáncer Cutáneo No Melanoma. Clínicas Médicas de Norteamérica 6 : 1211-1224, 1998. Sociedad Iberoamericana de Información Científica.
13. Juan Honeyman. Efectos de las radiaciones ultravioleta en la piel. Revista Peruana de Dermatología, Vol. 12, N° 2, 2002.
14. Una Guía para una sensata protección solar. AAD <http://www.aad.org>, 1-888-462-DERM x22. American Academy of Dermatology.
15. G, Martínez-Sánchez, Semiología de las lesiones cutáneas inducidas por el sol. Jano. 2005;0:55-7.
16. A Buendía-Eisman. E Feriche-Fernández. JE Muñoz-Negro. A Cabrera-León. S Serrano-Ortega. Evaluación de un programa de intervención escolar para la modificación del comportamiento ante la exposición solar. Actas Dermo-Sifiliográficas Vol.98 Núm. 05. 2007;98:332-44.
17. Laura González Bosquet. Los efectos nocivos de la radiación solar y la forma de combatirlos. Ámbito Farmacéutico. Educación Sanitaria. OFFARM, Mayo 2003. Vol. 22. Número 05.
18. Leire Azcona. Fotoprotección Infantil. Actualización. Farmacia Profesional. 2004;18:35-7.
19. Conejo-Mir, Julián. Fotoprotección solar: nuevas tendencias, beneficios y limitaciones. Piel. 2006;21:219-21.

