



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

FÍSICA ESPACIAL

**RELACIÓN ENTRE LA RADIACIÓN SOLAR Y LAS CONCENTRACIONES
DE DIMETILSULFURO PARA UNA REGIÓN DEL HEMISFERIO SUR**

**TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
JAIME ARTURO OSORIO ROSALES**

**TUTOR PRINCIPAL
DRA. BLANCA EMMA MENDOZA ORTEGA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA-UNAM**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR
DR. VÍCTOR MENDOZA CASTRO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA-UNAM**

**DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA-UNAM**

MÉXICO, D.F. MAYO 2014



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*Cuando entenderá el resto de la comunidad científica,
que son factores externos más poderosos que los
humanos, los que controlan el clima de la Tierra.*

H. Svensmark

RESUMEN

La actividad solar ha sido propuesta como uno de los principales factores que afectan la variabilidad del clima de la Tierra, sin embargo los procesos biológicos han sido propuestos también como una de las causas principales que hacen variar el clima. El dimetilsulfuro (DMS) es el principal componente del sulfuro biogénico en la atmósfera. El DMS es producido, principalmente por la biósfera marina y juega un papel importante en el ciclo del azufre atmosférico. Actualmente se acepta que la biota terrestre no sólo se adapta a las condiciones ambientales sino que las influencia a través de regulaciones en la composición química de la atmósfera. En el presente estudio se utilizan diferentes métodos de análisis para investigar la relación entre DMS, Nubes Bajas (LCC), Radiación Ultravioleta A (UVA), Radiación Solar Total (TSI) y Temperatura Superficial Oceánica (SST) en dos zonas diferentes del hemisferio sur. Se encontró que las series analizadas presentan diferentes periodicidades que pueden ser asociadas con eventos climáticos de gran escala como El Niño (ENSO) o la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) y/o con la actividad solar, principalmente con el ciclo de 11 años. Los resultados indican una correlación predominante entre DMS-SST y una anti correlación entre DMS-UVA, mientras que DMS-TSI y DMS-LCC tienen una relación no lineal. La longitud temporal de las series sólo nos permite analizar periodicidades menores a 11 años y, por tanto, se concluye que es posible que la radiación solar influya en el clima de la Tierra en periodos de tiempo menores que el ciclo solar de 11 años. Los resultados también implican una interacción de retroalimentación positiva entre el DMS y la Radiación Solar.

ABSTRACT

The solar activity has been proposed as one of the main factors of Earth's climate variability; on the other hand the biological processes have been proposed also as climate variability contributors. Dimethylsulfide (DMS) is the main biogenic sulfur compound in the atmosphere; the DMS is mainly produced by the marine biosphere and plays an important role in the atmospheric sulfur cycle. Currently it is accepted that terrestrial biota not only adapts to environmental conditions but also influences them through regulations of the chemical composition of the atmosphere. In the present study we used different methods of analysis to investigate the relationship between DMS, Low Cloud Cover (LCC), Ultraviolet Radiation A (UVA), Total Solar Irradiance (TSI) and Sea Surface Temperature (SST) in two different areas of the southern hemisphere. We found that the series analyzed have different periodicities which can be associated with large scale climatic phenomena such as EL Niño (ENSO) or the Quasi-Biennial Oscillation (QBO) and/or with the solar activity cycle mainly 11 years. Our results show a predominant DMS-SST correlation and a DMS-UVA anti correlation, while DMS-TSI and DMS-LCC show nonlinear relationships. The time-span of the series allow us to study only periodicities shorter than 11 years, then we conclude that solar radiation could influence the Earth climate in periods shorter than 11-year solar cycle. Our results also imply a positive feedback interaction between DMS and Solar Radiation.

Índice

Introducción

Capítulo 1: El Sol

- 1.1 Generalidades
- 1.2 Interior Solar
 - 1.2.1 Núcleo Solar
 - 1.2.2 Zona Radiativa
 - 1.2.3 Zona Convectiva
- 1.3 Atmósfera Solar
 - 1.3.1 Fotósfera
 - 1.3.2 Cromósfera
 - 1.3.3 Corona
- 1.4 Radiación Solar Ultravioleta

Capítulo 2: Interacción Océano-Atmósfera

- 2.1 Mecanismos de Retroalimentación Climáticos
- 2.2 DMS y Fitoplancton Marino
- 2.3 Corriente de Propulsión Polar
- 2.4 El Niño-Oscilación del Sur
- 2.5 Oscilación Cuasi-Bienal

Capítulo 3: Estudios I y II

- 3.1 Estudio I
 - 3.1.1 Región de Estudio
 - 3.1.2 Métodos
 - Método de Ondeleta
 - Método Fractal
 - 3.1.3 Datos
 - Dimetilsulfuro
 - Temperatura Superficial Oceánica

- Cubierta Nubosa Baja

- Radiación Ultravioleta

3.1.4 Análisis y Resultados

- Espectro Global de Ondeleta

- Espectro de Coherencia

- Análisis Fractal

3.1.5 Conclusiones del Estudio I

- Conclusiones Ondeleta

- Conclusiones Fractal

3.2 Estudio II

3.2.1 Región de Estudio y Datos

3.2.2 Análisis y Resultados

- Espectro Global de Ondeleta

- Espectro de Coherencia

3.2.3 Conclusiones Estudio II

3.2.4 Conclusiones Finales

3.2.5 Trabajo a Futuro

Bibliografía

Introducción

Actualmente se acepta la noción de que la biota (organismos vivos) de la Tierra no sólo se adapta pasivamente a las condiciones ambientales, sino que también influye en ellas por medio de regulaciones en la composición química de la atmósfera. En la década de los ochenta algunos investigadores (*Charlson et al., 1987*) propusieron que si llegara más radiación a la superficie de los océanos por efecto del calentamiento global, la fotosíntesis realizada por el fitoplancton produciría más dimetilsulfuro (DMS), lo que generaría un mayor albedo en la atmósfera y, en consecuencia, menor radiación solar en la superficie de los océanos. Esto podría verse como un proceso por el cual la biota autorregula la temperatura y el clima del planeta, manteniendo una condición estable. Uno de los cuestionamientos más importantes con respecto a la función del sistema clima-Tierra es si la biota en el océano responde a los cambios en el clima (*Charlson et al., 1987, Miller et al., 2003, Sarmiento et al., 2004*).

Al oxidarse el DMS en la atmósfera, se convierte en diminutas partículas que contribuyen a crear núcleos de condensación que promueven la formación de nubes. Estos núcleos absorben y dispersan la radiación solar de regreso al espacio, provocando un posible enfriamiento en el clima del planeta. Por otro lado, la variabilidad solar también se ha propuesto como moduladora del clima a través de, por ejemplo, la irradiancia solar y la modulación que ejerce sobre los rayos cósmicos. La biota, a su vez, es afectada por la variabilidad solar. A partir de mediciones en muchas partes del planeta, se ha logrado formar una base de datos con registros de DMS, la cual ha sido particularmente útil en la creación de modelos y algoritmos que predicen sus concentraciones en todo el planeta. Los datos provienen de distintas regiones y épocas del año; sin embargo, aún hay zonas con muy pocos registros, y los algoritmos propuestos a veces son inexactos para vastas regiones oceánicas (*Kettle et al., 1999*).

El DMS se difunde a través de la superficie oceánica a la atmósfera, donde se oxida y produce ácido metanosulfúrico (MSA) en escalas de tiempo de algunas horas a pocos días, con lo cual la fuente exclusiva de este ácido es el DMS. El MSA es, por tanto, también producto de la actividad biológica en el océano e indicador del DMS. Debido a que la concentración de DMS es elevada en latitudes altas, el MSA también será abundante en las mismas latitudes. El DMS forma aerosoles sulfatados (SO_4) que se encuentran en toda la interfase agua-aire. Las partículas de este aerosol biogénico juegan un papel importante en el balance global de radiación, directamente a través de la dispersión de la radiación solar, e indirectamente como núcleos de condensación nubosa (LCC) en la atmósfera. Los cambios en la concentración de gases invernadero y aerosoles atmosféricos, así como de la radiación solar y las propiedades de la superficie de la Tierra, alteran el balance de energía del sistema climático.

Estos cambios se expresan en función del forzamiento radiativo, que se emplea para comparar cómo diversos factores humanos y naturales influyen en el calentamiento o enfriamiento del clima global. En estos procesos atmósfera-océano-tierra hay dos participantes principales: el fitoplancton marino y el DMS. El fitoplancton, formado por pequeños organismos con capacidad fotosintética, como algas y algunas bacterias, se encuentra en la base de la cadena alimenticia de los ecosistemas oceánicos, ya que sirve de alimento a organismos mayores. Además, es responsable de 98 % del oxígeno de la atmósfera, así como de la liberación del Dimetilsulfopropionato (*Bates et al., 1994; Cantin et al., 1996; Dacey et al., 1986*).

El DMS es liberado a la atmósfera, donde reacciona formando aerosoles sulfatados (SO_4) que se encuentran en toda la interfase agua-aire. Las partículas de este aerosol biogénico juegan un papel en el balance global de radiación, directamente a través de la dispersión de la radiación solar, e indirectamente como núcleos de condensación nubosa (CCN) en la atmósfera. La regulación biológica del clima se propone a través de los efectos de la luz solar en las concentraciones de DMS. En un primer intento para encontrar una correlación entre DMS e irradiancia se usó una base de datos global de las concentraciones de DMS, entre 1972 a la fecha, y varios parámetros más como velocidad del viento y temperatura superficial oceánica (SST) (*Kettle et al., 1999*). Esto no fue exitoso, y los trabajos de investigación sobre el tema continúan en la actualidad. Predecir las concentraciones de DMS en la superficie de los océanos permitiría elaborar modelos climáticos que consideren variaciones en el tiempo en diversas regiones de la Tierra; sin embargo, los procesos para determinar concentraciones en la superficie oceánica son complejos y, en muchas ocasiones, no concluyentes.

Las concentraciones de dimetilsulfuro están controladas por la biomasa del fitoplancton y por una red de procesos bioquímicos (*Simó, 2001*). La radiación solar es el mecanismo primario en estos procesos por lo cual es el responsable del crecimiento de las comunidades de fitoplancton en el océano. Las nubes tienen un mayor impacto en la cantidad de calor y esparcimiento de la radiación en la atmósfera, también pueden modificar tanto el albedo (onda corta) como la radiación de onda larga. En particular, para las nubes bajas sobre el océano, el efecto del albedo es el resultado más importante de la interacción entre la radiación y la temperatura superficial oceánica ya que tiene un efecto neto de enfriamiento en el clima terrestre (*Chen et al., 1999, Rossow, 1999*).

El DMS, la radiación solar y el albedo nuboso son elementos de la hipótesis de un mecanismo de retroalimentación del clima (*Charlson et al., 1987; Shaw et al., 1998; Gunson et al., 2006*).

Este mecanismo puede ser positivo o negativo. El proceso de retroalimentación negativa consiste en una correlación positiva entre la radiación solar y el DMS: un aumento en la radiación solar que llega a la superficie del océano produce un aumento en la producción del dimetilsulfuro, aumentando los núcleos de condensación de nubes y el albedo. Un aumento general en el albedo produce una disminución en la irradiancia que llega a la superficie del océano y por tanto se produce un enfriamiento.

El proceso de retroalimentación positiva consiste en una anti-correlación entre la irradiancia solar y el DMS: aumento en la irradiancia solar produce una disminución en la producción del dimetilsulfuro, núcleos de condensación de nubes y en el albedo; un albedo neto permite que más radiación sea absorbida, incrementando la temperatura.

El calentamiento global se genera por un exceso de gases invernadero en la atmósfera, muchos de los cuales son producto directo de las actividades humanas. La posibilidad de encontrar microorganismos que de alguna manera se coordinan en sus redes bióticas para desacelerar el incremento de temperatura en su entorno, sería importante, ya que cualquier variación en la energía recibida por la Tierra tiene efectos sobre el clima terrestre.

La composición de la atmósfera incide directamente en el balance global de energía en la Tierra, pues los diferentes constituyentes atmosféricos reflejan o absorben la radiación solar proveniente del espacio, así como la radiación térmica reemitida por la superficie terrestre. Por ello, la influencia de las variaciones en la actividad solar sobre algunos parámetros meteorológicos es de suma importancia para investigar y relacionar todos los parámetros que afectan el clima en la Tierra.

El propósito del presente estudio es examinar en una región prístina del Hemisferio Sur en escalas de tiempo más cortas que el ciclo solar, la relación entre el DMS y los fenómenos climáticos y solares, a través de nubes bajas, la temperatura superficial oceánica y la radiación ultravioleta. Se utilizó una serie de tiempo de radiación ultravioleta A, debido a que esta radiación tiene una influencia muy importante en los procesos oceánicos que controlan la emisión de las concentraciones del DMS del océano a la atmósfera. Varios estudios han relacionado la producción de DMS y UVA (*Toole et al., 2006; Kniventon et al., 2003*). Algunos reportan incrementos, y otros, significantes decrementos en la producción de DMS debido a la radiación (*Toole and Siegel, 2004*). Todos los estudios indican una relación directa entre UVA y DMS en el océano (*Kniventon, 2003*).

Capítulo 1

El Sol

1.1. Generalidades

El Sol es la estrella que podemos observar con mayor detalle, el estudio de sus diferentes partes y los fenómenos que en él se generan, nos aportan una herramienta muy valiosa para entenderlo mejor. Las condiciones bajo las cuales éstos suceden, exceden las condiciones reproducibles en la Tierra, por lo que su estudio representa una oportunidad única de investigar procesos y fenómenos físicos, que por mucho rebasan nuestra capacidad de experimentación, y están muy por encima de los modelos que se van generando para su mejor entendimiento. Es una estrella promedio, una de las 15×10^{10} estrellas que componen la vía láctea y se encuentra en un brazo girando alrededor de la galaxia con un periodo de 256×10^6 años aproximadamente; contiene el 99.8% de la masa total del sistema planetario y es nuestra principal fuente de luz y calor, por lo que sus emisiones determinan las características del entorno de la Tierra, condicionan el clima así como sus variaciones, y son las responsables de la vida en nuestro planeta. Algunos fenómenos solares muy extremos y violentos tienen repercusiones en nuestro planeta en forma de perturbaciones geomagnéticas, ionosféricas, auroras boreales, interferencia en las radiocomunicaciones, probablemente en la salud humana y en el clima. Nuestra estrella es obviamente la más cercana a la Tierra, se encuentra a una distancia media de 1.5×10^8 kilómetros (máxima 1.5×10^8 y mínima de 1.43×10^8 km) en promedio, la llamada Unidad Astronómica (UA)(*Giovanelli, 1984*).

Debido al gran efecto gravitacional de su masa es el cuerpo dominante de la Heliósfera, la cual es la región espacial que se encuentra bajo la influencia del Sol y abarca hasta ~ 100 UA (Plutón se encuentra a ~ 40 UA). Clasificado por su luminosidad, es una estrella de secuencia principal y se estima que tiene un promedio de vida de 4.5×10^9 años, lo cual es menos de la mitad que las estrellas más viejas en la galaxia. El Sol está compuesto de un 73.46% de Hidrógeno y 24.85% de Helio, sin haberse identificado previamente en la Tierra, otros elementos químicos más pesados no sobrepasan el 1% (*Lang, 2008*). La tabla 1.1 muestra el porcentaje de los diez elementos más abundantes en el Sol.

Tabla 1.1 Elementos más abundantes del Sol. (*Zirin, 1988*)

Elemento	%
Hidrógeno	73.46
Helio	24.85
Oxígeno	0.77
Carbono	0.30
Hierro	0.17
Neón	0.22
Nitrógeno	0.088
Silicio	0.055
Azufre	0.025
Magnesio	0.062

El tamaño del Sol se infiere de su distancia y apertura angular, la masa se puede determinar con precisión con base en las órbitas de los planetas y la edad es determinada por el estudio de la abundancia de elementos radiactivos pesados en los meteoritos. Se calcula que se formó hace 4500 millones de años y tiene combustible para 5000 millones más; después, comenzará a hacerse más y más grande, hasta convertirse en una gigante roja. Finalmente, se hundirá por su propio peso y se convertirá en una enana blanca, que puede tardar un trillón de años en enfriarse.

El Sol es un plasma que permite transportar ondas gravitacionales, ondas de flotación, ondas de sonido y ondas de plasma. Las fuerzas restauradoras involucradas en cada una de ellas son la gravedad, la fuerza de flotación, la presión del gas y la fuerza electromagnética. El Sol posee dos movimientos; el de rotación, que cumple sobre su mismo eje y el de traslación, que realiza en torno a la galaxia.

El movimiento de traslación lo realiza a una velocidad de 2.15 km/seg y demora aproximadamente 225 millones de años en una revolución alrededor del centro galáctico. Como el Sol no es un cuerpo rígido, las zonas ecuatoriales giran más rápido que las zonas polares, lo que se conoce como rotación diferencial. Para determinar la velocidad de rotación del Sol se consideró la velocidad en el ecuador solar y en latitudes situadas 16° por encima y debajo del mismo. En el ecuador la rotación es de 25.38 días, a los 16° de 27.275 días y en los polos de 36 días; el núcleo rota como un sólido (*Zirin, 1988*). La tabla 1.2 muestra los parámetros físicos más representativos del Sol (*Lang, 2008*).

Tabla 1.2 Parámetros físicos solares. (Zirin, 1988)

Parámetro	Cantidad
Volumen	$1.412 \times 10^{27} m^3$
Luminosidad	$3.854 \times 10^{26} W$
Masa	$1.989 \times 10^{30} Kg$
Radio	$6.955 \times 10^8 m$
Distancia media al Sol	$1.495 \times 10^{11} m$
Temperatura en la Fotósfera	5780 K
Temperatura en la Corona	$2.3 \times 10^6 K$
Temperatura en el Núcleo	$15.6 \times 10^6 K$
Densidad Media	$1409 Kg \cdot m^{-3}$
Densidad en el Núcleo	$151300 Kg \cdot m^{-3}$
Presión en el Núcleo	$2.334 \times 10^{16} Pa$
Presión en la Fotósfera	10 Pa
Constante Solar	$1361 W/m^2$
Edad	4.55×10^9 años

El Sol Tiene una estructura diferenciada en capas con diferentes propiedades. Para poder estudiarlo, se le dividió en tres regiones: Núcleo, Zona Radiativa y Zona Convectiva. El núcleo tiene un radio de 2×10^5 km representa el 10% de la masa del sol y el 25% de su radio, se encuentra a 5.3×10^5 km de profundidad. En la zona radiativa se puede incluir el núcleo, por lo que en conjunto se le atribuye un radio de 5.8×10^5 km, representando el 80% del radio del sol. Sin contar el núcleo esta capa tendría 4.1×10^5 km de grosor. Más arriba se encuentra la zona convectiva de 1.5×10^5 km de grosor que se extiende hasta los 5×10^2 km de profundidad justo debajo de la fotósfera (Kallenrode, 2004). La estructura solar en términos del radio solar se puede observa en la figura 1.1.

1.2. Interior Solar

El interior solar es una especie de bomba termonuclear de fusión de materia, principalmente átomos de hidrógeno bajo una enorme presión y temperatura. Existen en él millones de partículas en movimiento constante, colisionando, fusionándose y fisionándose, principalmente utilizando iones de hidrógeno para convertirlas en iones de helio de forma encadenada (ver figura 1.1).

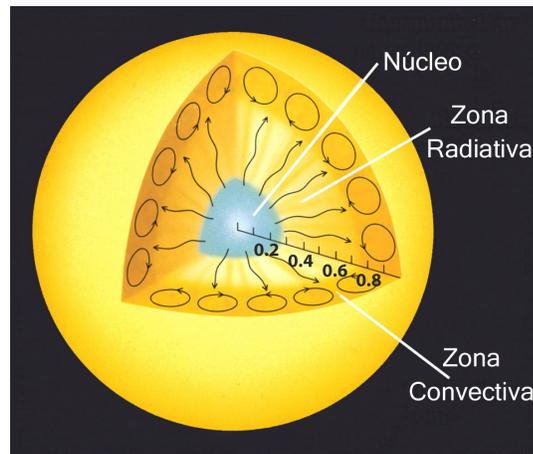


Figura 1.1: *Estructura interna solar en función de su radio.* (NASA)

1.2.1. Núcleo Solar

El núcleo solar es la parte más interna, tiene un radio aproximado de 2×10^5 km, se encuentra aproximadamente a 1.5×10^7 K, a esta temperatura es posible convertir átomos de hidrógeno en átomos de helio. La presión ($\sim 10^{11}$ atm) y la temperatura ($\sim 10^7$ K) son tan altas que las interacciones nucleares se dan de manera natural. Como el elemento más abundante en el Sol es el hidrógeno ($\sim 75\%$), las interacciones entre protones tienen gran probabilidad de ocurrir. El resultado final de las interacciones entre núcleos de hidrógeno son núcleos de helio. Cada segundo el Sol produce 1×10^{38} átomos de helio. Cada átomo de helio se forma de cuatro átomos de hidrógeno, y ya que el átomo de helio tiene menos masa que los cuatro átomos de hidrógeno, la diferencia de masa multiplicada por la velocidad de la luz al cuadrado se convierte en energía.

También se obtienen neutrinos y fotones gamma; debido a que la interacción de los neutrinos con la materia es casi nula, salen del núcleo y de las restantes capas del Sol a la velocidad de la luz. Todas estas reacciones liberan energía que finalmente llega a la superficie como luz visible. Una enorme cantidad de núcleos reaccionan a cada segundo, generando una energía equivalente a la que se produciría por la explosión de 1×10^{11} bombas de hidrógeno de un megatón por segundo. La combustión nuclear del hidrógeno en el centro del Sol se extiende a un 25% del radio solar.

La cadena protón-protón (ver figura 1.2) es la fuente primaria de energía de una estrella en la secuencia principal, es decir, de una estrella que se halla en la etapa en que utiliza hidrógeno como combustible. Para poder funcionar, la cadena protón-protón requiere temperaturas en torno a los 10^7 °C. A esas temperaturas los elementos no existen en forma de átomos, sino en forma de plasma. En una primera reacción, dos núcleos de hidrógeno, es decir dos protones, se combinan dando deuterio.

Este proceso produce además como subproductos un positrón y un neutrino. El deuterio se fusiona con mucha más facilidad que el hidrógeno normal, así que se combina con otro protón más para dar un isótopo del helio llamado helio-3, produciéndose también un fotón, es decir energía. Por último, el núcleo de helio-3 se fusiona con otro núcleo de helio-3. Esta reacción conduce a la formación de un núcleo helio-4, que es el isótopo más abundante del helio y a la pérdida de dos protones que volverán a fusionarse reiniciando la cadena de reacciones.

El proceso puede verse globalmente con más facilidad si se considera que es equivalente a que tres protones se fusionen para dar un núcleo de helio-3, un positrón, un neutrino y un fotón. Luego dos núcleos de helio-3 dan un núcleo de helio-4 y dos protones. Haciendo un balance de estos procesos de fusión obtenemos que en la cadena protón-protón se generan, a partir de cuatro protones, dos positrones, dos neutrinos, dos fotones y el helio-4. Y si tenemos en cuenta que el positrón no es más que antimateria y se aniquila casi inmediatamente para dar un fotón de rayos gamma, el balance es de cuatro protones para dar helio-4 y energía (Zirin, 1988).

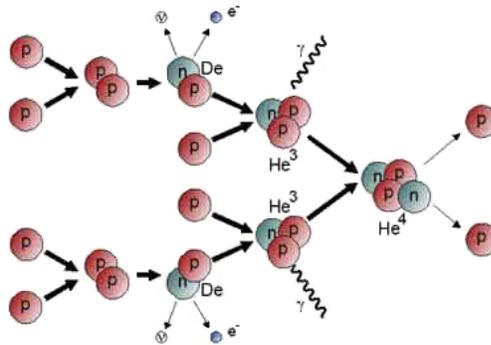


Figura 1.2: *Reacciones de la cadena Protón-Protón.* (NASA)

1.2.2. Zona Radiativa

Envolviendo al núcleo se encuentra la Zona Radiativa. Esta zona tiene un grosor aproximado de 3×10^5 km. Su denominación proviene del mecanismo de transporte de la energía generada en el núcleo hacia capas más exteriores, transporte llevado a cabo por los fotones. Debido a la densidad que existe en la Zona Radiativa los fotones no recorren mucha distancia sin colisionar con la materia allí presente: aproximadamente entre uno o dos centímetros.

Durante el viaje del fotón a la superficie solar, éste va de colisión tras colisión lo que le hace perder energía convirtiéndolo en un fotón menos energético. Entonces se produce un cambio en su espectro de emisión que va de rayos γ a los rayos X, a rayos ultravioleta extremos (UVE) a rayos ultravioleta (UV), hasta que finalmente emergen en la superficie como luz visible o rayos infrarrojos. El viaje del fotón a través del interior solar dura entre 10^4 y 10^6 años. La Zona Radiativa se extiende desde el exterior del núcleo hasta aproximadamente el 80 % del radio solar. La densidad y la temperatura disminuyen desde 20 g/cm^3 y $7 \times 10^6 \text{ K}$ respectivamente en la parte interior hasta valores de 0.2 g/cm^3 y $2 \times 10^6 \text{ K}$ en la parte más exterior. Cuando la radiación deja de ser un mecanismo efectivo de transferencia de energía debido al gradiente de temperatura existente inicia la Zona Convectiva. (*Zirin, 1988*).

1.2.3. Zona Convectiva

La zona convectiva es llamada así porque en ésta zona se produce el fenómeno de la convección: La convección es el modo que tiene el calor de propagarse en los fluidos al haber un cierto gradiente de temperatura. Los fluidos por el calor se dilatan y disminuyen su densidad. Se forman entonces corrientes cuando se excede un cierto gradiente de temperatura y de este modo se calentará todo el fluido, incluso la parte superior.

La zona convectiva rodea la zona radiativa, los gases calentados por la radiación procedente de la zona radiativa, se expanden y suben a la superficie, liberando la energía absorbida, los gases se enfrían, se hacen más densos y vuelven a bajar, completando el proceso. Esta parte del Sol queda intermedia entre la zona radiativa y la superficie; tiene una extensión de $2 \times 10^5 \text{ km}$ y constituye aproximadamente el 15 % del tamaño del Sol.

En el tope de la zona convectiva la densidad es de $2 \times 10^{-7} \text{ g cm}^{-3}$, la densidad prácticamente no cambia y la temperatura es $5.8 \times 10^3 \text{ K}$, mientras que en la parte más baja la temperatura es $2 \times 10^6 \text{ K}$, esta diferencia de temperaturas hace que el plasma caliente suba y el plasma frío baje, formando corrientes de convección en forma de columnas térmicas, que arrastran el material caliente hacia la fotosfera. Estas columnas térmicas se muestran en la superficie solar en forma de celdas de granulación y supergranulación. Las celdas de granulación son aproximadamente de $1 \times 10^3 \text{ km}$ de diámetro, mientras que las de supergranulación pueden alcanzar los $3 \times 10^4 \text{ km}$ de diámetro (*Payne-Gaposchkin, 1979*).

1.3. Atmósfera Solar

Aun cuando el Sol es enteramente gaseoso y no puede tener una superficie sólida o líquida, está lejos de carecer de fenómenos característicos. Las capas exteriores que son accesibles a la observación, están clasificadas en varios niveles diferentes de acuerdo a su perfil de temperatura. Cada una de éstas muestra tipos diferentes y siempre cambiantes de actividad, estas capas constituyen la atmósfera solar. La atmósfera solar se divide en 3 capas: Fotósfera (zona ligada a su superficie), Cromósfera (porción intermedia) y Corona (capa más externa) (*Tascione, 1994*). Esta división se puede observar en la figura 1.3.

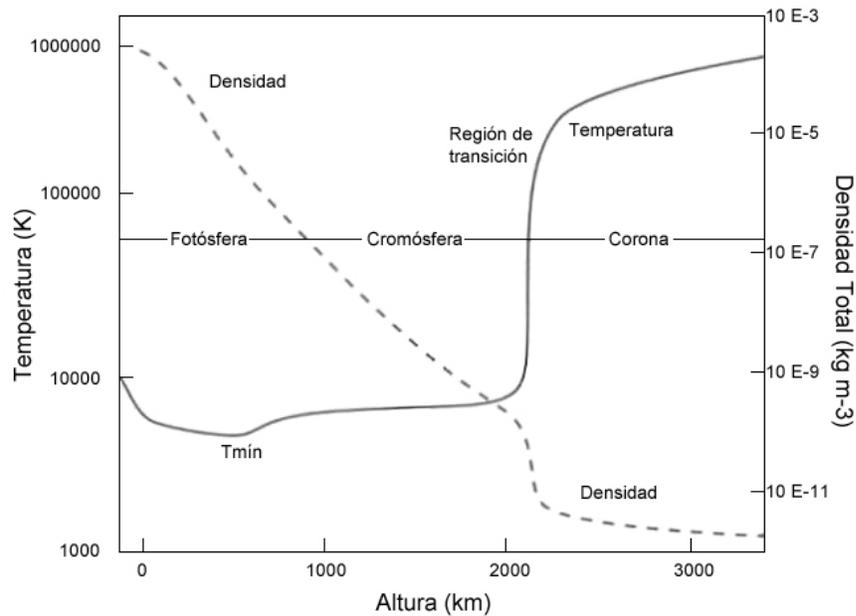


Figura 1.3: *Perfil de temperatura de la atmósfera solar.* (NASA)

1.3.1. Fotósfera

La Fotósfera es la capa solar externa más baja, aquí se origina la radiación visible, tiene un espectro continuo e irradia la mayor parte de la energía solar que nos llega. La luz que vemos del Sol es emitida en esta zona, es una capa muy delgada con un espesor aproximado de 500 km y una temperatura promedio de 5800 K. En total la parte interna y la fotósfera constituyen la esfera solar de 6.96×10^5 km de radio. La fotósfera absorbe casi totalmente la radiación que emite la parte interna. Su espectro de radiación es prácticamente igual al de un cuerpo negro a esa temperatura, físicamente la fotósfera incluye a la cromósfera inferior y está conectada íntimamente con la zona convectiva subyacente. A lo largo de la fotósfera la temperatura disminuye conforme aumenta la distancia del centro del Sol hasta alcanzar aproximadamente 4×10^3 K, en la base de la cromósfera (*Zirin, 1988*).

1.3.2. Cromósfera

La Cromósfera es la capa de la atmósfera solar que está por arriba de la fotosfera, su espesor es de aproximadamente 2.5×10^3 km. La temperatura aumenta gradualmente de 4×10^3 K hasta 1×10^4 K. La densidad de los gases en esta zona disminuye a medida que se aleja de la superficie solar. Es difícil de observar la cromósfera debido a su proximidad con la fotosfera. En la cromósfera el campo magnético domina el movimiento del gas, esto es debido a que la escala de alturas de la presión magnética puede llegar a 1×10^3 km, mientras que la de la presión del gas es del orden de 1×10^2 km. Así, la cromósfera presenta una estructura bien ordenada, gobernada por el patrón magnético de la fotosfera, compuesta de redes y regiones activas (*Zirin, 1988*).

La atmósfera solar es transparente en el visible, de modo que la cromósfera sólo puede ser vista en esta región del espectro durante los eclipses totales de sol, cuando la luna bloquea a la fotosfera. La cromósfera es opaca en frecuencias de radio mayores que 100μ . En el ultravioleta se puede observar la ionización producida en las capas más altas. La cromósfera es ópticamente gruesa en las líneas de resonancia fuerte como $H\alpha$ y CaK . Las líneas más débiles sólo se pueden observar en el limbo durante los eclipses o en el ultravioleta, donde el fondo fotosférico es débil. Como estas observaciones son difíciles y ofrecen resolución espacial baja, la mayoría de conocimiento de la cromósfera proviene de las observaciones en las bandas $H\alpha$ y CaK (*Taylor, 1991*).

La cromósfera contiene aproximadamente 105 veces más material que la corona. Como todo el material del viento solar debe pasar a través del estado cromosférico, esta capa se reemplaza completamente en aproximadamente un año terrestre (*Zirin, 1988*). Las fuerzas magnéticas debidas a las concentraciones de campos en la fotosfera decaen en intensidad en una altura igual a su escala lateral, la cual es de miles de kilómetros, mientras que la presión del gas decrece con la escala barométrica de altura, que es de sólo cientos de kilómetros. En esta zona el campo magnético domina al movimiento del gas. La cromósfera muestra una estructura muy ordenada gobernada por el patrón magnético de la fotosfera, principalmente en las regiones activas. Las velocidades y las oscilaciones en la cromósfera son de mayor magnitud que en la fotosfera, pero están controladas por el campo magnético (*Strong et al., 1999*).

En la figura 1.4 se observa una fotografía del Sol usando un filtro en la línea $H\alpha$ (656.3 nm) producida mayormente en la cromósfera, se observa una gran cantidad de estructuras diferentes como filamentos, manchas, playas y prominencias.

1.3.3. Corona

La Corona solar es la parte más externa de la atmósfera del Sol y se extiende desde la parte superior de la cromósfera hasta algunos millones de kilómetros de altura, donde gradualmente se convierte en viento solar.



Figura 1.4: *Fotografía de la cromósfera solar en la línea $H\alpha$. (SOHO)*

La luz visible que emite es muy débil si la comparamos con la emitida por la fotosfera (su superficie), que es mil millones de veces más intensa; por lo cual la corona no puede observarse bien, para ello se emplea un coronógrafo o se espera el momento que durante un eclipse total pueda ser observada (el disco lunar oculta el solar). La Corona está compuesta por gases a muy baja densidad, se encuentran muy calientes, en el rango de 2×10^6 K por lo que emiten en rayos X (*Kenneth, 1992*).

En la figura 1.5 se observa una fotografía de la corona solar durante el eclipse total de sol de agosto del 2008. Comparando la estructura de la corona con la observada en el $H\alpha$, se observa en los magnetogramas que los rizados coronales corren de un polo magnético a otro opuesto, tal como las fibras en $H\alpha$; la única diferencia es que los rizados en rayos X son visibles en toda su trayectoria. Los rizados brillantes están asociados con alguna actividad magnética en sus bases que alimenta material a la corona (*Webb et al., 1981*).

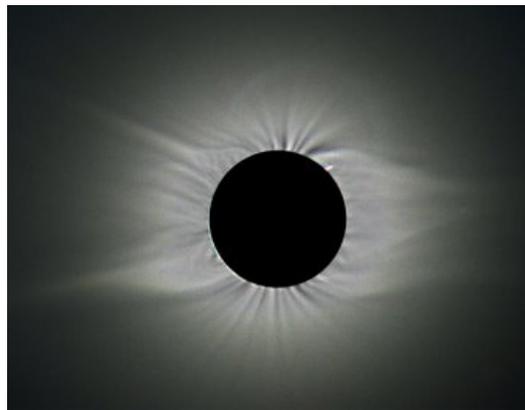


Figura 1.5: *Vista de la corona solar durante un eclipse total. (NASA)*

Un evento muy llamativo que se observa en las imágenes de la corona es la aparición de grandes áreas oscuras llamadas hoyos coronales, en los cuales la temperatura es un poco menor, pero la densidad es mucho menor que en la corona normal. Los hoyos coronales se presentan en regiones de líneas de campo abiertas donde el material puede fluir fácilmente hacia afuera (viento solar). Por tanto, una emisión alta en la corona solamente es posible donde campos magnéticos cerrados evitan que el gas caliente escape, y los patrones que observamos resultan de la acción conjunta de calentamiento y captura en la corona (*Golub et al., 1997*). En la figura 1.6 se observa una fotografía en rayos X de la evolución de 2 días en la corona solar de un hoyo coronal.

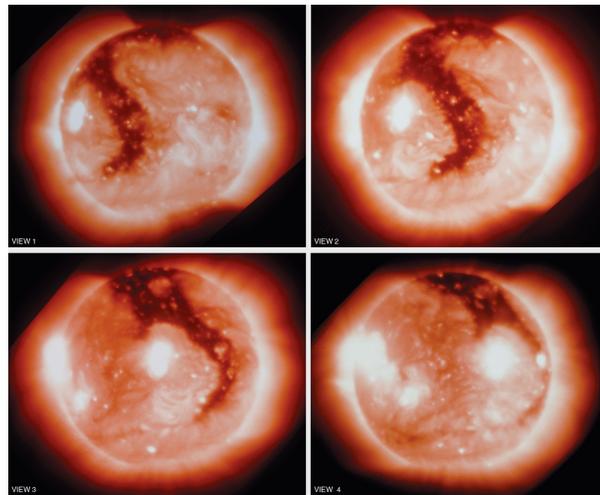


Figura 1.6: *Evolución en la corona solar de un hoyo coronal.* (SKYLAB)

En la corona interior, el campo magnético domina al plasma, mientras que en la corona exterior el viento solar es el dominante. La estructura de la corona, por tanto, refleja la estructura del campo magnético solar general. La forma de la corona varía con la fase del ciclo de manchas solares; durante el mínimo, el campo macroscópico es un dipolo y las líneas de campo abiertas en los polos producen hoyos coronales en esos sitios.

La emisión coronal en todas las bandas tiene una fuerte dependencia radial (*Van de Hulst, 1953*); cerca del Sol, ésta tiene un brillo comparable a la luna llena, mientras que lejos de él su brillo es muy débil. El espectro continuo observado consiste de dos componentes:

- La corona K (Kontinuierlich), la cual está polarizada y es libre de líneas de absorción del espectro fotosférico.
- La corona F (Fraunhofer), la cual no está polarizada y muestra todas las líneas de absorción de Fraunhofer del espectro fotosférico.

La componente K se observa en todos los ángulos de posición y decrece mucho más rápidamente con la altura que la componente F, la cual se concentra sobre el plano de la eclíptica. La componente K es producida por la dispersión Thompson de la luz fotosférica por los electrones coronales (*Golub et al., 1997*).

1.4. Radiación Solar Ultravioleta

La radiación solar ultravioleta (UV) es una parte de la energía radiante ó energía de radiación del Sol, su longitud de onda fluctúa entre 100 y 400 nm, y constituye la porción más energética del espectro electromagnético que incide sobre la superficie terrestre. La radiación UV desempeña un papel importante en la determinación de las condiciones climáticas, el balance energético y el equilibrio natural del planeta. La medición continua de este parámetro permite estudiar su comportamiento y relación con el estado de la biosfera y la salud humana (*Environmental Protection Agency, 2001*).

El análisis del espectro solar puede revelar una gran cantidad de información acerca del Sol y de sus propiedades físicas, la mayor parte de la radiación recibida a una longitud de onda dada se origina en el nivel en que la atmósfera solar se vuelve opaca a esa longitud de onda (nivel de emisión). Por debajo de ese nivel, la radiación es absorbida con demasiada eficacia para alcanzar la Tierra, mientras que por encima de ese nivel la atmósfera solar es transparente, absorbiendo y emitiendo muy poco. La radiación continua procede de la fotosfera baja, por lo menos en la parte visible del espectro. La UV se recibe fundamentalmente de la cromósfera, ya que la fotosfera resulta demasiado opaca (*Zirin, 1988*).

Para longitudes de onda entre unos 750 nm hasta justo menos de 1 mm la radiación observada se origina en la fotosfera y cromósfera baja; sigue muy aproximadamente la curva de cuerpo negro para un cuerpo con una temperatura de 6000 a 4000 K. En el ultravioleta cercano (alrededor de los 300 nm) la radiación se origina, igual que la luz visible, en la fotosfera, pero para longitudes de onda cada vez más cortas la fuente del continuo ultravioleta se corre hacia la cromósfera. Para longitudes de onda más cortas que 140 nm la materia es suficientemente opaca a la radiación de los niveles más bajos, es posible ver rayas de emisión de la misma cromósfera. El estudio del Sol a longitudes de onda de las líneas de emisión ultravioletas permite investigar capas más altas que la cromósfera y de la región de transición. Una línea particularmente brillante es la línea del hidrógeno Lyman- α a 121.6 nm, que emite más energía que todo el espectro solar entre 0 y 120 nm; esta radiación ejerce efectos importantes sobre la atmósfera de la Tierra y otros fenómenos del sistema solar (*Rottman, 2006*).

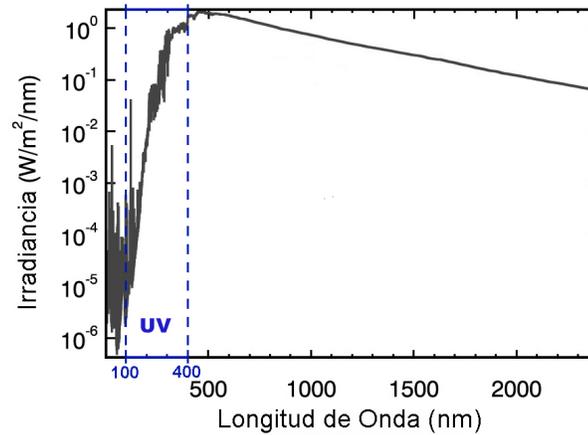


Figura 1.7: *Espectro Solar de 120 a 2000 nm.* (Thuiller et al., 2004)

En la figura 1.7 se puede observar el espectro solar desde el extremo ultravioleta hasta el cercano infrarrojo, es decir, desde 120 a 2000 nm, esto comprende aproximadamente un 95% de la irradiancia solar total con un remanente del 5% en el infrarrojo. Las líneas punteadas definen la porción del UV en el espectro. La forma general de este espectro está bien representada por un espectro de cuerpo negro para una temperatura efectiva de aproximadamente 5770 K.

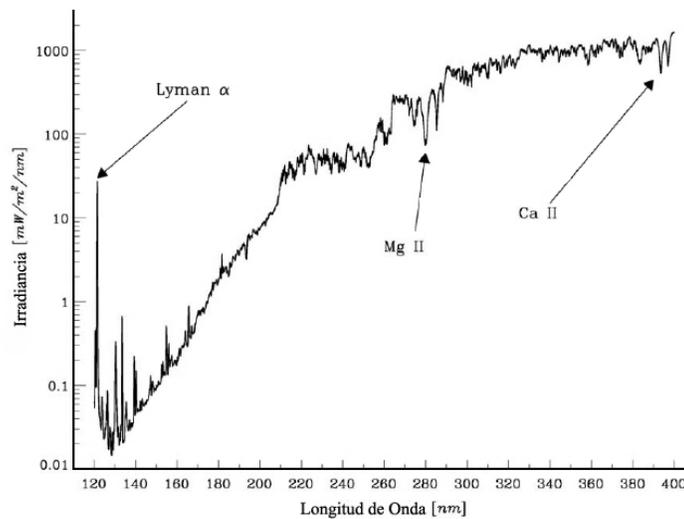


Figura 1.8: *Radiación espectral ultravioleta.* (SOLSTICE)

Se observa que la radiación espectral UV disminuye en más de cinco órdenes de magnitud en este rango. La figura 1.8 muestra la porción de UV en el espectro solar donde se marcan las líneas de emisión y absorción correspondientes en la gráfica.

Capítulo 2

Interacción Océano-Atmósfera

El sistema climático de la Tierra se compone de un conjunto de entidades o subsistemas que condicionan el clima de la misma. Cada uno de ellos, si estuviera aislado, evolucionaría de forma distinta en el tiempo ante la misma perturbación ya que tienen dinámicas diferentes. El sistema climático está en un balance dinámico. Por ello está continuamente ajustándose a perturbaciones forzadas, y como resultado, el clima se ve alterado. Un cambio en cualquier parte del sistema climático, iniciado por mecanismos forzados internos o externos, tendrá una consecuencia mucho más amplia, a medida que el efecto se propaga en cascada, a través de los componentes asociados en el sistema climático. Esto es conocido como retroalimentación, a medida que un efecto es transferido, desde un componente del sistema a otro, se verá modificado en carácter o en escala. En algunos casos el efecto inicial puede ser amplificado (retroalimentación positiva), mientras que en otros, puede verse reducido (retroalimentación negativa). La retroalimentación climática es un proceso atmosférico, oceánico o de otro tipo, que es activado por cambios climáticos directos inducidos por cambios en las fuerzas radiativas, que son perturbaciones o alteraciones del balance de radiación global, que pueden ser antropogénicas o naturales (*Hansen, 2009*).

Muchos de los cambios climáticos importantes se dan por pequeñas perturbaciones. Dichas perturbaciones pueden formar un mecanismo que se refuerza a sí mismo amplificando o reduciendo el efecto. Del balance de todos estos efectos tanto positivos como negativos se obtiene un cambio, el cual depende fuertemente de las condiciones iniciales, ya que el sistema climático es un sistema caótico y complejo (*Benestad, 2002*). Los procesos de retroalimentación en el sistema climático terrestre pueden involucrar procesos climáticos físicos (retroalimentación física), biológicos, geológicos o químicos (retroalimentación biogeoquímica). Un posible mecanismo de retroalimentación biogeoquímica negativo ha sido propuesto por *Charlson et al. (1987)* y es referido como la hipótesis de CLAW debido a las iniciales de los nombres de sus cuatro autores (*Charlson, Lovelock, Andreae y Warren*).

Este mecanismo de retroalimentación funciona por acoplamientos entre la biosfera marina, el océano y la atmósfera, a través del sulfuro biogénico marino compuesto por dimetilsulfuro (DMS: CH_3SCH_3). El mecanismo es de retroalimentación negativa e involucra al fitoplancton marino, la formación de aerosoles sulfatados (SO_4) y al albedo nuboso, este mecanismo se puede observar en la figura 2.1.

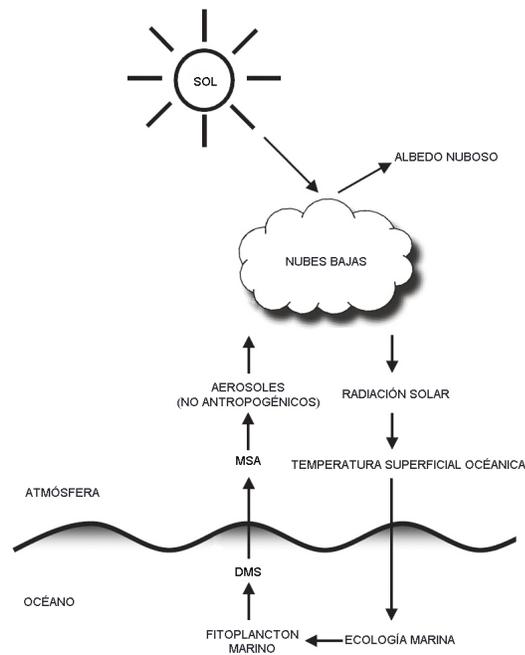


Figura 2.1: *Ciclo del DMS Atmósfera-Océano.*

El fitoplancton marino, formado por pequeños organismos que tienen capacidad fotosintética, como las algas y algunas bacterias, se encuentra en la base de la cadena alimenticia de los ecosistemas oceánicos, ya que sirve de alimento a organismos mayores. Además, es responsable de 98 % del oxígeno de la atmósfera, así como de la liberación del Dimetilsulfopropionato (DMSP). El plancton y particularmente el fitoplancton, constituye la base de una intrincada red trófica (serie de cadena alimentaria íntimamente relacionada por la que circulan energía y materiales en un ecosistema) que sostiene la vida en los mares y participa a distintas escalas en una serie de procesos biogeoquímicos centrales en la relación océano-atmósfera.

Por ubicarse en la superficie de todos los cuerpos de agua, la primera relación del plancton es con la óptica marina, ya que al igual que los compuestos inorgánicos disueltos en el agua, estos organismos absorben, reflejan y/o dispersan la luz. Compuesto básicamente por diversas poblaciones de microalgas y bacterias fotosintéticas que habitan la capa iluminada de todos los mares, el fitoplancton constituye el eje biológico del flujo de energía en el ecosistema marino.

Mediante la capacidad de sus pigmentos (particularmente la clorofila) para atrapar la radiación solar y transformarla en energía química, libera oxígeno y otros compuestos, captura bióxido de carbono, utiliza nutrimentos disponibles en el agua, participa en el reciclaje de diversos elementos, y presenta gracias a su gran diversidad y ciclos cortos de vida, respuestas de corto plazo a las variables ambientales tanto de la atmósfera como de la columna de agua. El DMS es un gas muy volátil, fuente principal de sulfuro reducido en la tropósfera, presente en cantidad suficiente como para contribuir de manera importante al sulfuro atmosférico (*Bates et al. 1994*).

En el océano el DMS es producido por el rompimiento enzimático del DMSP contenido en el fitoplancton, principalmente por los cocolitofóridos, que son algas unicelulares. Dentro de todos los organismos que componen la comunidad fitopláctica, los cocolitofóridos son los que probablemente tienen mayor potencial como indicadores climáticos y paleoclimáticos. La amplia distribución geográfica y el esqueleto de composición carbonácea de esta alga, le permite habitar la zona fótica de los océanos, que es la zona donde penetra la luz del Sol, y consecuentemente estar bajo un control climático directo, en la figura 2.2 se observa la zona fótica y su relación con la zona de nutrientes.

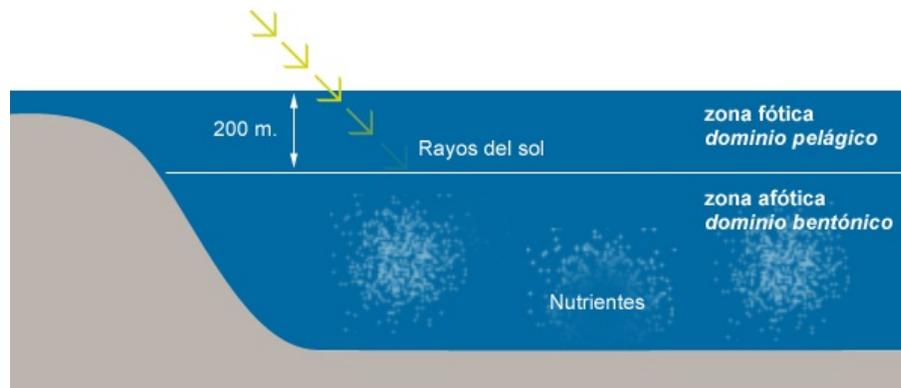


Figura 2.2: *Zona Fótica en el océano.*

2.1. Mecanismos de Retroalimentación Climáticos

El sistema climático se compone de muchos procesos y variables, los cambios en alguno de ellos puede afectar a otras partes del sistema. En otras palabras, los cambios en un lugar del sistema pueden influir en otras partes del mismo; en un sistema complejo todo puede afectar todo pero a diferentes grados. Algunas de estas interacciones mutuas se pueden describir como procesos de retroalimentación. Un mecanismo de retroalimentación puede ser un proceso circular en el que el estado de una parte *A* de un sistema afecta a los otros con un estado *B*.

Un cambio en B podría subsecuentemente influenciar la primer parte A . Dicho mecanismo de retroalimentación puede ser expresado como $A \rightarrow B \rightarrow A \rightarrow B\dots$, describiendo así una dependencia. En los procesos de retroalimentación climáticos, en especial los procesos oceánicos-atmosféricos que participan en estos mecanismos de múltiples etapas, son más complejos. Muchos procesos retroalimentación siguen siendo poco conocidos, especialmente procesos que regulan la concentración del DMS en el océano, esto puede ser debido a los múltiples elementos de los sistemas.

El DMS es liberado a la atmósfera en donde reacciona formando aerosoles sulfatados (SO_4) que se encuentra en toda la interface agua-aire. Las partículas de dicho aerosol biogénico juegan un papel en el balance global de radiación, directamente a través de la dispersión de la radiación solar, e indirectamente como núcleos de condensación nubosa en la atmósfera marina (*Bates et al. 1997*).

La relación entre el fitoplancton y nubes se esquematiza como sigue: el fitoplancton produce un compuesto sulfurado en el mar que se libera a la atmósfera como aerosol, interfiere con la dispersión de luz y forma núcleos de condensación nubosa. Las nubes, a su vez, son elementos importantes del clima, ya que impiden el paso de una parte de la radiación solar; una mayor formación de nubes se postula como un posible mecanismo de amortiguamiento del calentamiento global. De la relación entre DMS y la irradiancia solar, se puede proponer la regulación biológica del clima a través de los efectos de la luz solar en las concentraciones de DMS. En un primer intento para encontrar una correlación entre DMS e irradiancia solar se usó una base de datos global de las concentraciones de DMS y varios parámetros, como velocidad del viento y temperatura superficial oceánica (SST), entre 1972-1997, que no fue exitoso (*Kettle et al., 1999*).

Estudios cuantitativos más recientes usando la misma base de datos mencionada anteriormente y en un rango de tiempo entre 1972 - 2003, *Simó et al. (2007)*, concluyeron que a escalas de tiempo estacionales el DMS y la radiación solar tienen una alta correlación positiva, lo que favorece una retroalimentación negativa del clima, es decir, los incrementos en la irradiancia solar que alcanza la superficie del océano incrementa el DMS, aumentando los CCN y el albedo, lo cual produce un decremento de la irradiancia que llega a la superficie del océano, todo esto conlleva a un decremento de la temperatura. Sin embargo, otros estudios (*Larsen, 2005*) basados en un modelo conceptual, proponen una correlación negativa entre la irradiancia solar y el DMS, lo cuál favorece una retroalimentación positiva del clima, es decir, los incrementos en la irradiancia solar produce un decremento de DMS, CCN y albedo, resultando en un incremento de la irradiancia que llega a superficie y un aumento de la temperatura.

Además, varios estudios relacionan la producción de DMS y radiación UV (*Toole et al., 2006; Toole et al., 2004*) reportan incrementos significativos de DMS con exposición de UV, pero otros reportan un decremento de DMS con incrementos de UV (*Kniventon et al., 2003*). La relación entre DMS y SST no es clara debido a los cambios internos del mecanismo de retroalimentación, esto pudiera ser debido a las cambiantes condiciones climáticas regionales en cada zona donde se realizaron las mediciones *in situ* del DMS. El aspecto cuantitativo de todos estos estudios involucra el cálculo de coeficientes de correlación lineal. El Acido Metano Sulfurico (MSA) es un producto de actividad biológica en el océano y un indicador del DMS. Debido a que el DMS tiene una alta concentración en latitudes altas, su producto (MSA) también será abundante en estas latitudes. Para cuantificar las concentraciones de MSA, se extraen columnas de hielo en donde se miden sus concentraciones (*O'Dwyer et al., 2000*).

Una relación en escalas de tiempo decadal en altas latitudes entre MSA y TSI encontró coincidencias de periodicidades en 22 años (ciclo magnético solar), favoreciendo una correlación y una retroalimentación negativa en el clima local; pero en escalas de tiempo de 11 años (ciclo de manchas solares) tanto el MSA del norte como el del sur presentaron una anti-correlación favoreciendo una retroalimentación positiva en un clima local, esto nos indica que la relación entre las variables de interés dependen del tiempo y el lugar (*Mendoza et al., 2009*).

2.2. DMS y Fitoplancton Marino

Apartir de todos estos estudios se ha gestado una nueva hipótesis, en la cuál la producción de DMS por fitoplancton marino está controlada por la mezcla vertical de agua, más concretamente por el grosor de la capa superficial del océano (o capa de mezcla); las capas de mezcla poco profunda (causadas por un calentamiento diurno de la superficie del océano durante situaciones de elevada radiación) favorecen la producción de DMS, y esto se explica con el hecho de que el grosor de la capa de mezcla determina el grado de exposición de los microorganismos marinos a la radiación ultravioleta (*Simó et al., 1999*).

Como el DMS es un producto gaseoso de degradación enzimática del DMSP, pero no el único, la cantidad de azufre que originándose en el DMSP algal se incorpora finalmente a la atmósfera y participa en la regulación del clima, depende de la eficiencia de la transformación del DMSP a DMS. Dicha eficiencia viene mediada básicamente por los enzimas de algas y bacterias, que se ven afectadas directa o indirectamente por la radiación UV.

La observación de eficiencias mayores en aguas altamente estratificadas, y el hecho de que son más favorables al desarrollo de las especies de algas unicelulares más productoras de DMSP, ha permitido explicar la paradoja estival del DMS, la cuál menciona que en vastas regiones del océano se produce más DMS en el verano (o estación caliente), a pesar de que las condiciones no son las idóneas para el crecimiento del fitoplancton y su biomasa está en su mínimo anual. Cuanto más intensa es la radiación incidente y más se calienta el agua, mejores son las condiciones para la producción de DMS. Se trata de la primera evidencia de una relación directa entre parámetros climáticos y producción de azufre volátil en el mar, la cuál va muy de acuerdo con la hipótesis de 1987 de retroalimentación negativa entre plancton y clima por medio del azufre. Como los modelos de cambio climático global prevén una intensificación, expansión y prolongación de la estratificación superficial de los océanos, el aumento progresivo del efecto invernadero podría coincidir con un aumento en la emisión de DMS, que conlleva un efecto climático (*Simó et al., 1999*).

2.3. Corriente de Propulsión Polar

Las corrientes de propulsión o Jet Stream son flujos de aire en altura (entre 7 y 16 km) que circulan de oeste a este alrededor del planeta, aprovechando las discontinuidades entre las celdas convectivas. Las principales corrientes de propulsión en la Tierra están localizadas cerca de la tropopausa y la estratósfera. Se trata de vientos que tanto en el hemisferio norte como en el sur tienen normalmente una forma serpenteante y las corrientes pueden detenerse o dividirse en partes, para luego combinarse en una sola corriente y seguir varias direcciones inclusive opuestas a la dirección principal de la corriente. Las corrientes de propulsión son causadas por la fuerza de Coriolis y el calentamiento atmosférico debido a la radiación solar. Se forman cerca de masas de aire que siendo adyacentes registran diferencias significativas de temperatura, tal y como sucede en las regiones polares y en las zonas cálidas del ecuador. Las corrientes más fuertes son las polares, ubicadas aproximadamente entre los 7 y 12 km sobre el nivel del mar, y las corrientes subtropicales más altas y débiles, están entre 10 y 16 km. (*Pidwirny, 2006*)

En ambos hemisferio existe una corriente de propulsión polar y subtropical. En el hemisferio norte la corriente polar viaja sobre latitudes medias, mientras que en el hemisferio sur la corriente polar se sitúa la mayor parte del año sobre la Antártida. La corriente de propulsión polar separa las masas de aire tropical y polar, por lo que experimenta un desplazamiento estacional en latitud, circula más al norte en verano (ya que la masa cálida de aire tropical es más potente) y más al sur en invierno (durante el cuál está más fortalecida la masa fría de aire polar). Esta corriente corresponde en superficie con el Frente Polar y sus ondulaciones (ondas de *Rossby*), dan lugar a altas presiones a la derecha y bajas presiones a la izquierda de la corriente, dichas ondas en superficie se reflejan como anticiclones y borrascas respectivamente (*Savitskiy et al., 1979*).

La corriente de propulsión polar circula en las latitudes medias a unos 10 000 *m* de altura y tiene una estructura tubular aplanada de varios miles de kilómetros de longitud, unos cientos de anchura y unos 5 de espesor. Su velocidad es variable, normalmente supera los 150 *km/h*, aunque en ocasiones puede alcanzar más de 450 *km/h*. Esta corriente es apreciable en mapas de altura para superficies de 300 y 500 *hPa*, que corresponden a 9000 y 5500 *m* respectivamente (Gallego *et al.*, 2005). En la figura 2.3 se observa una secuencia de imágenes tomadas durante todo el año el primer día de cada mes de la corriente de propulsión polar en el hemisferio Sur a 300 mb que corresponden a 300 hPa.

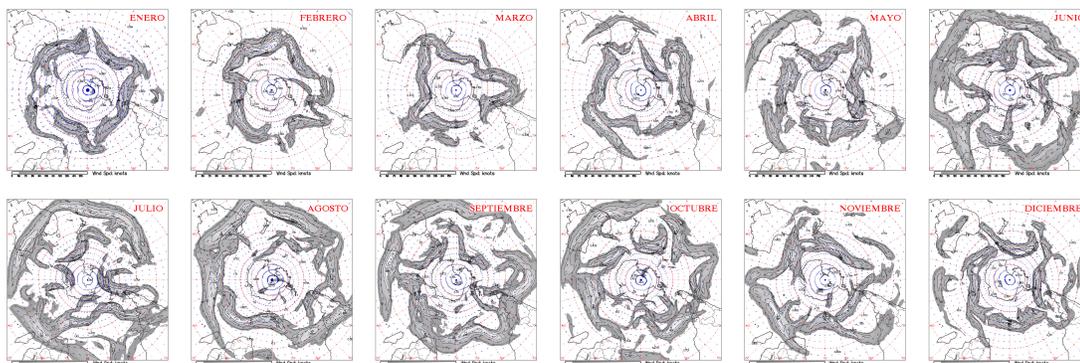


Figura 2.3: *Corriente de Propulsión Polar en el Hemisferio Sur.* (CRWS)

2.4. El Niño-Oscilación del Sur

El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) es un cambio en el sistema océano-atmósfera que ocurre en el Pacífico este, que contribuye a cambios significativos del clima, que abarcan la totalidad del planeta. Dicho fenómeno se conoce no solamente por la aparición de corrientes oceánicas cálidas en las costas de América, sino también por la alteración del sistema global que se origina en el océano Pacífico ecuatorial (franja oceánica cercana al Ecuador), generalmente durante un periodo comprendido entre diciembre y marzo. Este fenómeno corresponde a un evento climático natural que se manifiesta, principalmente, por un aumento en la temperatura superficial del mar y a una disminución de los vientos alisios en el lado este del océano Pacífico; estas condiciones anómalas generan fuertes precipitaciones y cambios notables en el clima de la Tierra a un nivel global. Es decir, es el resultado del calentamiento-enfriamiento cíclico de la superficie del océano en el Pacífico del este. El Niño, fue llamado así por los pescadores peruanos que observaron que alrededor de las fiestas navideñas, se calentaban las aguas frías de la corriente de Humboldt, al mismo tiempo que la composición y el volumen de sus capturas se modificaba. Actualmente, el concepto de ENSO abarca un conjunto de interacciones y efectos tanto climáticos como biológicos a escala global, que modifican el entorno natural y el antropológico, éste último con consecuencias sociales y económicas serias (Allan *et al.*, 1996).

El evento de ENSO puede definirse más formalmente como una alteración del sistema océano-atmósfera causado por un debilitamiento de los vientos alisios, lo cual produce un calentamiento fuera de lo normal en las capas superficiales del océano Pacífico ecuatorial extendiéndose su influencia hacia las zonas subtropicales y latitudes mayores. Se observó que el ascenso en la temperatura del océano es ocasionado por el movimiento hacia el este de aguas ecuatoriales cálidas provenientes de la costa occidental del Pacífico y por la radiación solar incidente en la superficie del océano (*Bjerknes, 1969*).

El incremento en la temperatura superficial del mar, está asociado a la disminución en la magnitud del sistema de vientos alisios tropicales. La circulación atmosférica normal produce vientos fuertes los cuáles generan surgencias de aguas frías, ricas en nutrientes y altamente productivas a lo largo de las costas tropicales de América del Sur y sobre la banda ecuatorial. El debilitamiento de los vientos alisios produce un descenso en las surgencias, elevándose la temperatura superficial del mar en 5°C (*Wyrtki, 1975*).

En el Pacífico oriental, el aumento de la temperatura superficial del mar ocasiona cambios en la distribución de las fuentes y sumideros de calor atmosférico, los cuáles a su vez producen cambios en la circulación de los vientos alisios. Dichos vientos transportan vapor de agua oceánico hacia áreas tropicales de convergencia atmosférica donde se precipitan lluvias (*Cane et al., 1994*).

Estas zonas de convergencia se localizan alrededor de regiones de máxima temperatura superficial, como son el norte del Ecuador y el Pacífico tropical suroccidental. En periodos de El Niño dichas zonas de convergencia tienden a moverse hacia el este a través del ecuador. En la figura 2.4 se observa como las condiciones del océano y de la atmósfera cambian por el evento de ENSO.

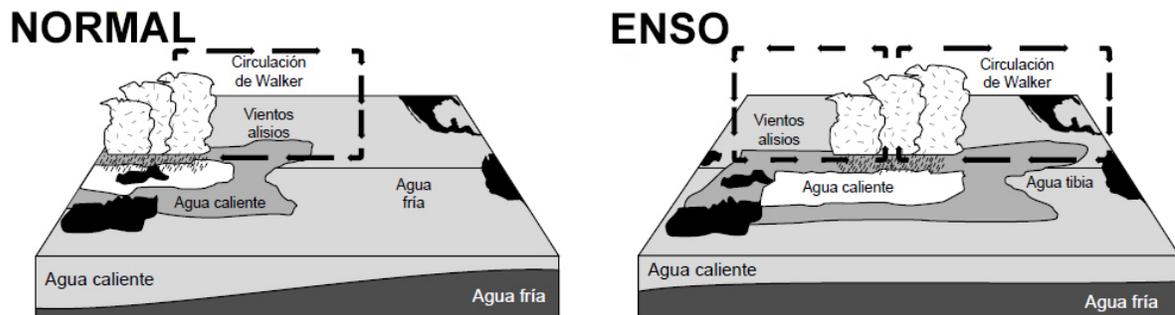


Figura 2.4: *Condiciones atmósfera-océano en el Pacífico tropical.* (NOAA)

Simultáneamente la presión atmosférica superficial sobre Indonesia y Australia tiende a elevarse con la consecuente reducción de lluvias y a disminuir en el Pacífico suroriental. Este movimiento se origina por un desplazamiento de las masas de aire entre este y oeste, y es conocido como oscilación del Sur. El índice de oscilación del Sur describe la situación correspondiente a cambios en la presión atmosférica entre ambas regiones; cuando la presión es alta sobre el océano Pacífico a la vez se reduce sobre el océano Indico y viceversa. La presencia de lluvias varía en dirección contraria a la presión del aire. La conexión entre El Niño y la Oscilación del Sur es una manifestación a gran escala del mismo proceso de interacción océano-atmósfera. Ambos eventos acoplados son considerados como el proceso natural más importante causante de variabilidad biótica y de la reducción de productividad en el medio marino (*Bjerknes, 1969*).

Se han establecido varias regiones en el océano para detectar la fase en la que se encuentra el ENSO. En ellas se realizan mediciones de temperatura y presión de superficie (oceánica y atmosférica), así como de la velocidad del viento y de la cubierta nubosa. En la figura 2.5 se observan las zonas y temperaturas oceánicas de ENSO.

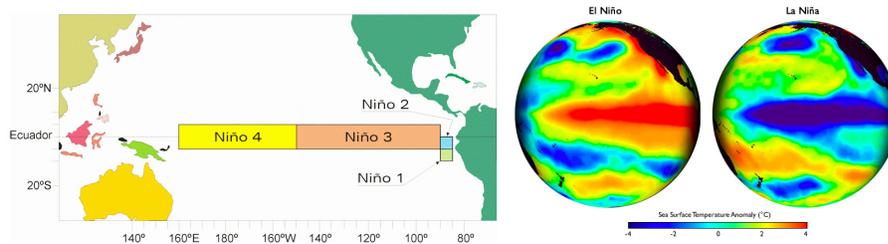


Figura 2.5: *Regiones de estudio y temperaturas oceánicas para ENSO.* (NOAA)

Se le llama El Niño al evento caliente o fase caliente y se le llama La Niña al evento frío o fase fría del ENSO. El ciclo del ENSO puede darse aproximadamente cada 2 a 7 años, no tiene una periodicidad regular, y puede durar entre 12 a 18 meses. Aún no se sabe con exactitud qué dispara y qué detiene ambos fenómenos. Se han propuesto varias teorías para explicar el origen de dicho fenómeno, aquellas que parecen física y dinámicamente más plausibles son las que involucran formas de inestabilidad en la interacción del océano y la atmósfera, que corresponden a ondas ecuatoriales. Sin embargo, existen otras teorías no comprobadas aún, las cuales proponen que este evento puede ocurrir debido a fluctuaciones en la actividad solar o en la actividad volcánica terrestre. En la figura 2.6 se observan las variaciones con respecto a las condiciones normales desde 1950 hasta 2010. Para medir esas variaciones, se usa el Índice Multivariado de El Niño (IME), que comprende variables superficiales como temperaturas y presiones en océano y en aire, vientos y cubierta nubosa.

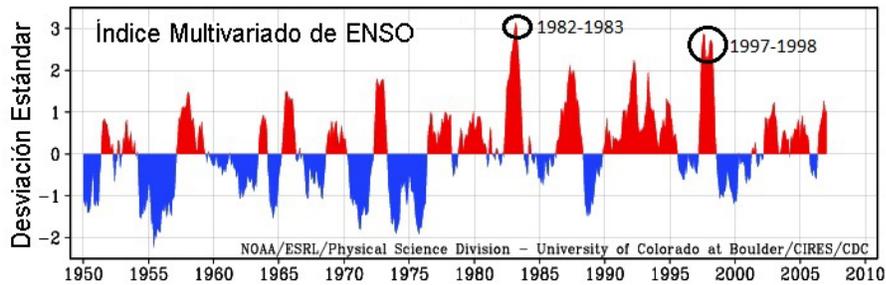


Figura 2.6: *Desviación de condiciones normales medidas mediante IME.* (NOAA)

En la figura 2.6 se puede observar que se presentó un Niño muy intenso entre 1982-1983 y 1997-1998 (*Wolter et al., 2011*). Los efectos de eventos como El Niño y La Niña se presentan durante los últimos meses de un año y los primeros meses del año siguiente; dichos eventos modifican el clima a una escala global alterando los patrones normales de lluvia, esto se puede observar tanto en invierno como en verano. No todos los eventos de Niño o de Niña se han comportado igual, ni en intensidad, duración e impactos (*Magaña, et al., 1998*).

Para entender las consecuencias biológicas del ENSO, es necesario comprender que éste es un proceso dinámico que redistribuye calor, de tal manera, que reduce en gran medida el gradiente de temperatura a ambos lados del océano Pacífico, es decir, regula la cantidad de calor almacenado en la capa de mezcla tanto de la parte oriental del Pacífico como de la parte ecuatorial. Esto sería lo mismo a decir que el ENSO regula la profundidad de la termoclina. El grosor de la capa de mezcla determina el carácter ecológico de una región oceánica debido a que la mayor reserva de nutrientes inorgánicos del océano es la capa de agua que está por debajo de la termoclina, por lo tanto, el grosor de esta capa regula la velocidad a la cuál los nutrientes pueden ser mezclados o llevados hacia aguas superficiales donde la cantidad de luz es adecuada o suficiente para la fotosíntesis (*Glynn, 1990*).

Cualquier proceso que hunda la termoclina, es decir, que engrose la capa de mezcla o incremente el reservorio de calor, disminuirá el índice de abastecimiento de nuevos nutrientes y necesariamente reducirá la productividad en esa región. En el Pacífico oriental tropical la termoclina se encuentra aproximadamente a 40 m de profundidad, por lo que un afloramiento débil o una mezcla debida a vientos moderados puede transportar a la superficie cantidades significativas de nutrientes (*Barber et al., 1986*). Durante el ENSO, como consecuencia de la llegada de aguas tibias provenientes de la costa occidental del Pacífico, la termoclina se hunde entre 40 y 80 m de profundidad, esto ocasiona que sólo ascienda agua caliente, baja en nutrientes y que ya no puede mantener una producción primaria alta (*Wolf et al., 1996*).

Por otro lado, la luz disponible disminuye exponencialmente en función a la profundidad de la columna de agua debido a que las moléculas de agua absorben mucha luz disponible y se concluye que el resultado es una gran región estratificada con una profunda capa de mezcla donde la energía radiante y los nutrientes se encuentran separados espacialmente, lo cual contribuye a reducir aún más la productividad primaria (*Barber et al., 1983*).

2.5. Oscilación Cuasi-Bienal

La Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) es una oscilación de los vientos zonales en la estratósfera tropical, con un periodo, aproximado de 27 a 30 meses, entre 10 y 100 hPa. Durante este periodo, se presentan dos fases que duran entre 12 a 15 meses en las que los vientos estratosféricos tropicales se alternan del este y del oeste. La QBO se desarrolla como un resultado de los disturbios u ondas de la tropósfera tropical que se propagan verticalmente dentro de la baja estratósfera. La QBO no solo cambia la circulación en los trópicos, sino también indirectamente causa cambios en latitudes medias y altas. Las ondas que causan la inversión de los vientos tropicales ejercen un arrastre en el flujo. Durante una de las fases de la QBO, este arrastre induce una circulación a través de la estratósfera. Esta circulación entra en la baja estratósfera del trópico y sale por la media estratósfera extratropical. Durante la otra fase de la QBO, la circulación inducida invierte el orden, el movimiento se da entre el extratropical y el trópico. Con estos dos tipos de circulación el aire es transportado entre las dos regiones y por lo tanto las masas de aire transportadas tienen concentraciones diferentes de ozono (*Baldwin, 2001*).

La QBO es uno de los fenómenos que presenta características más interesantes de periodicidad en los movimientos atmosféricos. La QBO está asociada, al viento zonal en la estratósfera tropical y puede ser separada de otros movimientos simplemente extrayendo las componentes zonal y meridional del viento estratosférico. Climatológicamente, el viento zonal estratosférico coincide con el ciclo anual de calentamiento y enfriamiento. El viento es del este en verano y del oeste en invierno, de latitudes polares a tropicales (*Riehl, 1979*).

El primero en reconocer el fenómeno de la QBO fue *Ebdon (1960)*, quien mediante un análisis sinóptico realizado en la Oficina Meteorológica Británica identificó sobre la isla de Cantón (3°S - 172°O), que durante un año dado, cerca de 50 hPa, los vientos en su mayoría eran del este y en el próximo periodo del oeste. *Ebdon* concluyó que ese periodo, de cerca de un año de estes se alternaba con uno de oestes en la estratósfera tropical media. Según *Riehl (1979)*, esta oscilación presenta las siguientes características:

- Simetría con respecto al ecuador, con regímenes de viento del este y oeste alternados regularmente con un periodo de cerca de 30 meses.

- Se manifiesta primero cerca de los 30 km de altura y se propaga hacia abajo a razón de 1 km/mes por lo cuál, la magnitud y dirección del viento en la tropopausa está fuera de fase con la magnitud y dirección del viento en la estratósfera media.
- Su amplitud es de aproximadamente 20 km en el ecuador y decae a la mitad de ese valor cerca de los 12° de latitud. Su máxima amplitud se encuentra entre los niveles de 23-30 km y desaparece hacia la tropopausa y hacia la estratósfera alta (50-60 km).
- Los máximos asociados a vientos del este son mayores que los del oeste (72 a 107 km/hr, comparado con 36 a 54 km/hr).

La QBO tiene movimientos meridionales y verticales relativamente muy pequeños. El viento zonal está aproximadamente en balance geostrófico cerca y sobre del ecuador (*Matsuno, 1966*), lo que provoca que haya un fuerte gradiente meridional de temperatura y una zona de cortante vertical para satisfacer la ecuación de balance del viento térmico. Según *Simmons (1978)*, la disipación de ondas y fenómenos transitorios son los factores de más peso en el comportamiento del flujo zonal medio, en donde el primer factor domina los cambios de dirección del flujo tropical. Cálculos teóricos indican que las ondas ecuatoriales estratosféricas son atenuadas primeramente por la radiación infrarroja proveniente del espacio, la cual, tiende a suavizar las perturbaciones en la temperatura asociada con estas ondas. Esta atenuación depende fuertemente del corrimiento Doppler de la frecuencia de las ondas. Si el corrimiento Doppler decrece la componente vertical de la velocidad de grupo también decrece y esto significa una gran fuente de energía porque este suavizamiento se mantiene durante un gran período de tiempo (*Simmons, 1978*).

Lo anterior produce condiciones favorables para un transporte de momento zonal, el cuál es transportado hacia arriba a través de la tropopausa por las ondas. El cambio en el flujo zonal medio es por lo general del mismo signo que la velocidad de fase de la onda relativa al flujo medio, lo que reduce el corrimiento Doppler e incrementa la disipación que se lleva a cabo en zonas de cortante con corrimiento Doppler pequeño (*Holton, 1992*).

En particular, la disipación de la onda Rossby-gravitacional que se propaga hacia el oeste, tiende a incrementar el flujo zonal del este (reducir el flujo del oeste) y la disipación de la onda Kelvin, que se propaga hacia el este, incrementa el flujo del oeste. Las ondas Kelvin son desintensificadas rápidamente en zonas de cortante vertical oeste transfiriendo momento del oeste al flujo medio causando que la cortante disminuya. Similarmente, las ondas del este Rossby-gravitacional, son desintensificadas en zonas de cortante vertical este, lo que causa una aceleración del este y una disminución de la cortante este.

De esta manera, la magnitud del flujo zonal medio es forzada a oscilar hacia el este y el oeste con un periodo que depende primeramente del transporte vertical de momento y posteriormente de otras propiedades de las ondas que no tienen que ver con el calentamiento solar. Resumiendo, la QBO es primeramente excitada por la propagación vertical de los modos de onda a través de pérdida rotativa, lo que causa un decaimiento en la amplitud con la altura y transfiere momento al flujo zonal medio (*Baldwin, 2001*).

Según *Gray (1988)*, la dirección de los vientos asociados a la QBO influye directamente sobre la formación de huracanes en el Atlántico. La QBO se manifiesta en latitudes cerca de los 10°N como un debilitamiento del flujo del este en su fase del oeste y por un reforzamiento del flujo del este cuando se encuentra en fase del este. Las fases del oeste en 10°N están asociadas a una temporada fuerte de huracanes, sobre todo cuando el debilitamiento del este ocurre en los meses de agosto y septiembre. La causa es que la convección central en los conglomerados nubosos no es desplazada hacia el oeste. En contraste, cuando se tiene viento débil del este en la estratósfera baja, las condiciones de cortante vertical favorecen la convección y por lo tanto la formación de huracanes (*Gray, 1988*).

Capítulo 3

Estudios I y II

El propósito del presente estudio es examinar la relación entre el DMS, eventos climáticos y solares, a través de diferentes series de datos en una zona seleccionada del Hemisferio Sur y en una escala de tiempo más corta que el ciclo solar. Se dividen en dos partes donde se utilizan diferentes herramientas de análisis para cada uno de ellos.

Las regiones de estudio abarcan provincias biogeoquímicas, el concepto de provincias biogeoquímicas se basa en la observación de grandes regiones oceánicas que se caracterizan por las condiciones físicas y biológicas a escalas estacionales que son representativas de los ecosistemas oceánicos a una macroescala. Los límites entre las provincias son generalmente persistentes, pero también son variables espacial y temporalmente, ya que están ligados a las propiedades físicas conocidas que cambian temporal e interanualmente. Los límites de las provincias fueron seleccionados subjetiva e intuitivamente sobre la base de los datos climatológicos (profundidad de la capa mixta, penetración de la irradiancia solar y concentraciones de clorofila) y sobre el conocimiento común de las propiedades biológicas extraídas de los datos dispersos en la literatura existente (*Longhurst, 1995; Hardman-Mountford et al., 2008*).

Longhurst (1995) reconoce cuatro dominios principales del ecosistema pelágico global. El primero es polar: el ciclo estacional de hielo marino en altas latitudes resulta en una capa superficial salobre en la primavera, y en el verano es el agua dulce que se libera de la fusión de la cubierta de hielo del invierno; este fenómeno ocurre más consistentemente en la zona de hielo marginal y conduce a una proliferación activa tan pronto como se produce la ruptura del hielo. El segundo dominio es del oeste: la característica que define este dominio es la estacionalidad en el estrés del viento impuesto por los vientos del oeste asociados con las celdas atmosféricas de baja presión (baja Aleutiana, baja de Islandia y Antártida) junto con la estacionalidad en el flujo de radiación en la superficie del océano.

El tercer dominio es de vientos alisios: La capa de *Ekman* de bajas latitudes es resistente al viento profundo y la escala de baroclinicidad es de semanas en lugar de años, como en latitudes más altas. El cuarto dominio es costero: La característica de este dominio es aceptar el concepto de un dominio del límite de costa como se define para regiones donde la circulación general oceánica se modifica significativamente por la interacción con la topografía costera y con su régimen de vientos costeros.

Estos cuatro dominios se han dividido en 57 provincias secundarias biogeoquímicas que se han utilizado como la unidad del cálculo global de la producción primaria.

Para el dominio polar se utilizaron las provincias biogeoquímicas *ANTA* (Antártico, se encuentra entre la zona del frente polar y la divergencia antártica que tiene dos componentes, una zona de agua permanentemente abierta y una zona estacional que transporta hielo) y *APLR* (Polar Austral, es una franja de agua superficial antártica de 300 km de ancho que se mueve hacia el oeste y tiene una cubierta de hielo en el invierno con algunas aguas de zonas abiertas en verano entre la divergencia antártica y el continente).

Para el dominio del oeste usamos las provincias biogeoquímicas de *SANT* (Subantártica, desde la convergencia subtropical del sur hasta el frente polar antártico, que es límite al sur de la zona frontal polar y que cubre aproximadamente 4° de latitud), *SSTC* (Convergencia Subtropical del Sur, la más septentrional de las características anuales del océano austral. La zona frontal es suficientemente dinámica para tener un campo arremolinado asociado, y varias discontinuidades superficiales) y *TASM* (Mar de Tasmania, desde Tasmania hasta toda la parte sureste de Nueva Zelanda.).

Para el dominio costero usamos las provincias biogeoquímicas *CHIL* (Corriente Costera Chile-Perú, se extiende desde la costa hasta el campo litoral marino anticiclónico. Hacia el sur, se define como la zona de divergencia en 45° aproximadamente, y hacia el norte, en su separación de la costa cerca de la línea ecuatorial), *FKLD* (Plataforma continental atlántica suroeste, Placa Argentina y meseta de las Malvinas desde el Mar de Plata a Tierra del Fuego) y *NEWZ* (Litoral de Nueva Zelanda, plataforma continental alrededor de Nueva Zelanda, junto con el área dentro de los 1000 m de isobata en la meseta de Nueva Zelanda y el pico Chatham)(*Longhurst, 1995*).

3.1. Estudio I

3.1.1. Región de Estudio

Se realizó un estudio detallado de una parte del Hemisferio Sur comprendida entre $40^{\circ} - 60^{\circ}\text{S}$ de latitud para toda la franja de longitud. Dicha zona abarca las provincias biogeoquímicas *SSTC*, *FKLD*, *SANT*, *ANTA*, *APLR*, *NEWS*, *CHIL* y *TASM*.

Se seleccionó esta zona debido a que es la menos contaminada del planeta y por ello es llamada zona prístina, esperamos que aquí los efectos solares sobre la biota y clima sean más evidentes. Más del 90% de la zona es océano, únicamente la parte sur de Chile, Argentina y parte de Nueva Zelanda (South Island) no son océano como se observa en la figura 3.1. El número de concentraciones en esa zona es de ~ 5300 datos de concentraciones de DMS. La zona de estudio se puede observar en detalle en la figura 3.1.



Figura 3.1: *Zona Prístina en el Hemisferio Sur ($40^{\circ} - 60^{\circ}\text{S}$ de latitud).*

En la zona de estudio se procedió a analizar los diversos factores climáticos, así como la relación entre DMS, Temperatura Superficial Oceánica (SST), anomalías de Cubierta Nubosa Baja en Visible-Infrarrojo (LCCVI-IR) e Infrarrojo (LCCIR), Radiación Ultravioleta A (UVA) y diferentes parámetros climáticos de la zona (humedad relativa, temperatura de aire, precipitación etc..) con el objetivo de usar estos valores en un modelo llamado SBDART.

3.1.2. Métodos

Algunos de los esfuerzos anteriores sobre la búsqueda de una contribución plausible del DMS en el clima de la Tierra se han basado en su mayoría en modelos de análisis de correlación. Dichos análisis sugieren una cierta relación entre las series de tiempo, sin embargo, no proporcionan información precisa sobre cómo y cuándo se produce dicha relación. Por otra parte, el hecho de que dos series de tiempo tengan periodicidades similares no implica necesariamente que una es la causa y la otra es el efecto. Si el coeficiente de correlación es muy bajo, existe la posibilidad de que la relación entre las series sea de una naturaleza no lineal, o que haya una fase cambiante muy significativa entre ambos fenómenos analizados. Para este estudio se utilizaron dos diferentes métodos para analizar las series de tiempo: Método de Ondeleta y Análisis Fractal, que a continuación se describen.

Método de Ondeleta

En esta sección se presenta un resumen de los conceptos básicos del análisis de ondeleta. La transformada de ondeleta es una herramienta matemática que permite el análisis de series temporales no estacionarias. Proporciona simultáneamente información temporal y espectral de las mismas, por ello es más útil que la transformada de Fourier, la herramienta clásica para el análisis de series temporales, que proporciona únicamente información espectral de la totalidad de la serie analizada, que además debe ser estacionaria.

Una ondeleta es una función obtenida a partir de una función generatriz, la ondeleta madre $\Psi_0(t)$, mediante una traslación y un escalado, de acuerdo con la expresión siguiente:

$$\Psi_{St_0}(t) = \frac{1}{\sqrt{|S|}} \Psi_0\left(\frac{t-t_0}{S}\right) \quad (3.1)$$

Donde S es la escala y t_0 el punto central. Una condición indispensable es que la función generatriz verifique la condición de admisibilidad (*Daubechies, 1992*) que se puede escribir como:

$$C_\Psi = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \frac{d\xi |\bar{\Psi}(\xi)|^2}{|\xi|} < \infty \quad (3.2)$$

Donde $\bar{\Psi}(\xi)$ es la transformada de Fourier de $\Psi(\xi)$. Esta condición se satisface si la función generatriz es una función continua de media cero. La transformada de ondeleta de una serie temporal $f(t)$ a una escala S en un instante t_0 , representada como F_{St_0} , es la convolución de la serie con la ondeleta trasladada y escalada:

$$F_{St_0} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) F_{St_0}^*(t) dt \quad (3.3)$$

Donde $F_S^* t_0$ es el complejo conjugado de $F_S t_0$. Para un buen análisis, es conveniente elegir una ondeleta con una función generatriz bien localizada en el tiempo y cuya transformada de Fourier esté bien localizada en el espectro. Sin embargo, no existe ninguna función matemática con soporte compacto cuya transformada de Fourier tenga también soporte compacto (*Mallat, 1998*).

De hecho, existe un principio universal que relaciona la incertidumbre temporal y espectral, actuando de un modo que recuerda al principio de Heisenberg en la mecánica cuántica (*Farge, 1992*). En el presente trabajo, se utiliza la ondeleta de Morlet, una onda plana por una gaussiana, que puede expresarse como:

$$\Psi_0(t) = \pi^{\frac{1}{4}} e^{-\frac{t^2}{2}} e^{it\omega_0} = \frac{t^2}{e^2 e^{it\omega_0}} \quad (3.4)$$

Donde ω_0 es una magnitud adimensional, normalmente designada como frecuencia base, se usa $\omega_0 = 6$. Esta función es especialmente adecuada para analizar fenómenos oscilatorios (*Farge, 1992*). Al tratarse de una función compleja, la transformada consta de un módulo y una fase. El módulo hace referencia a la similaridad entre la serie y la ondeleta en un determinado tiempo y escala. La fase en cambio, proporcionará información sobre el desplazamiento de las estructuras.

Existe una objeción al uso de la ondeleta de Morlet: esta función no satisface de forma exacta la condición de admisibilidad, ya que su valor medio no es exactamente cero. Este problema puede solucionarse añadiendo términos correctivos, aunque en la práctica, los errores son despreciables cuando la frecuencia base es igual o mayor que 5 (*Farge, 1992*).

Una propiedad de la transformada de ondeleta es la conservación de la energía de la serie (*Mallat, 1998*). Si la serie es real y la función generatriz es una función analítica, esta propiedad se puede expresar como:

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|^2 dt = \frac{2}{C_\Psi} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} |F_S t_0|^2 \frac{ds dt_0}{S^2} \quad (3.5)$$

Esta expresión lleva a la posibilidad de definir una densidad de energía de la serie por unidad de tiempo y escala (*Terradellas et al., 2001*):

$$\langle f^2 \rangle_{S t_0} = \frac{2}{C_\Psi} \frac{|F_S t_0|^2}{S^2} \quad (3.6)$$

Esta densidad de energía dependerá, obviamente, de la ondeleta utilizada. Podrá sustituirse por una densidad de energía por unidad de tiempo y periodo (o frecuencia) mediante la introducción del concepto de periodo equivalente a una escala. Para la ondeleta de Morlet, este valor fue deducido por *Meyers (1993)*:

$$T = \frac{4\pi_S}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} \quad (3.7)$$

La integración de esta densidad de energía sobre un cierto rango de tiempos y escalas (periodos) puede verse, desde un punto de vista estadístico, como la contribución de estas escalas a la varianza de la serie. Para cualquier par de funciones reales $f(t)$ y $g(t)$ se puede deducir una propiedad más general (*Cuxart, 2002*):

$$E = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t)dt = \frac{2}{C_{\Psi}} \int_0^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F_{St_0} G_{St_0}^* \frac{dsdt_0}{S^2} \quad (3.8)$$

Similarmente, una densidad por unidad de tiempo y periodo de las series de tiempo $f(t)$ y $g(t)$, es:

$$i_{fg}(T, t) = \frac{8\pi}{C_{\Psi}(\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2})} \frac{F_{Tt} G_{Tt}^*}{T^2} \quad (3.9)$$

Las curvas parabólicas de las gráficas de los espectros de ondeleta indican la influencia de efectos de frontera, y son llamadas conos de influencia (COI). En las gráficas de ondeleta los tonos en color indican la potencia espectral, que va de tonos azules o de poca potencia, hasta tonos rojos o de potencia fuerte. En particular, si dicha potencia está dentro de un contorno cerrado hay un 95 % de confianza estadística.

En el espectro global, la incertidumbre de los picos mostrados en los paneles para la densidad de la potencia global, se obtiene del ancho máximo a la altura media de los picos, las curvas punteadas en el panel para la densidad de potencia global indican un 95 % de nivel de confianza considerando un modelo de ruido rojo del parámetro $\log a = 0.72$ (*Torrence and Compo, 1998*).

Para este estudio sólo se tomaron en cuenta las periodicidades que estaban por arriba del ruido rojo. El ruido rojo es un criterio para dar el nivel de confianza de las periodicidades y crece en función de la frecuencia. El modelo de ruido rojo utilizado sirvió para estimar los niveles de significancia estadística en el espectro global (*Gilman et al., 1963*).

Además, se calculó el espectro de coherencia de ondeleta (*Torrence and Compo, 1998; Grinsted et al., 2004*) es especialmente útil para resaltar los intervalos de tiempo y frecuencia donde dos fenómenos tienen una fuerte interacción. Si la coherencia de dos series es alta, las flechas en el espectro de coherencia muestran la fase entre los fenómenos.

Las flechas a 0° (horizontal derecha) indica que ambos fenómenos están en fase; flechas a 180° (horizontal izquierda) indica una antifase entre las series, es muy importante señalar que estos dos casos implican una relación lineal entre los fenómenos considerados. Las flechas en 90° y 270° (vertical arriba y vertical abajo respectivamente) indican una situación fuera de fase, lo cuál indica un desfaseamiento y probablemente una relación no-lineal entre los fenómenos. En la figura 3.2 se observa una explicación detallada de las partes que componen el método de ondeleta.

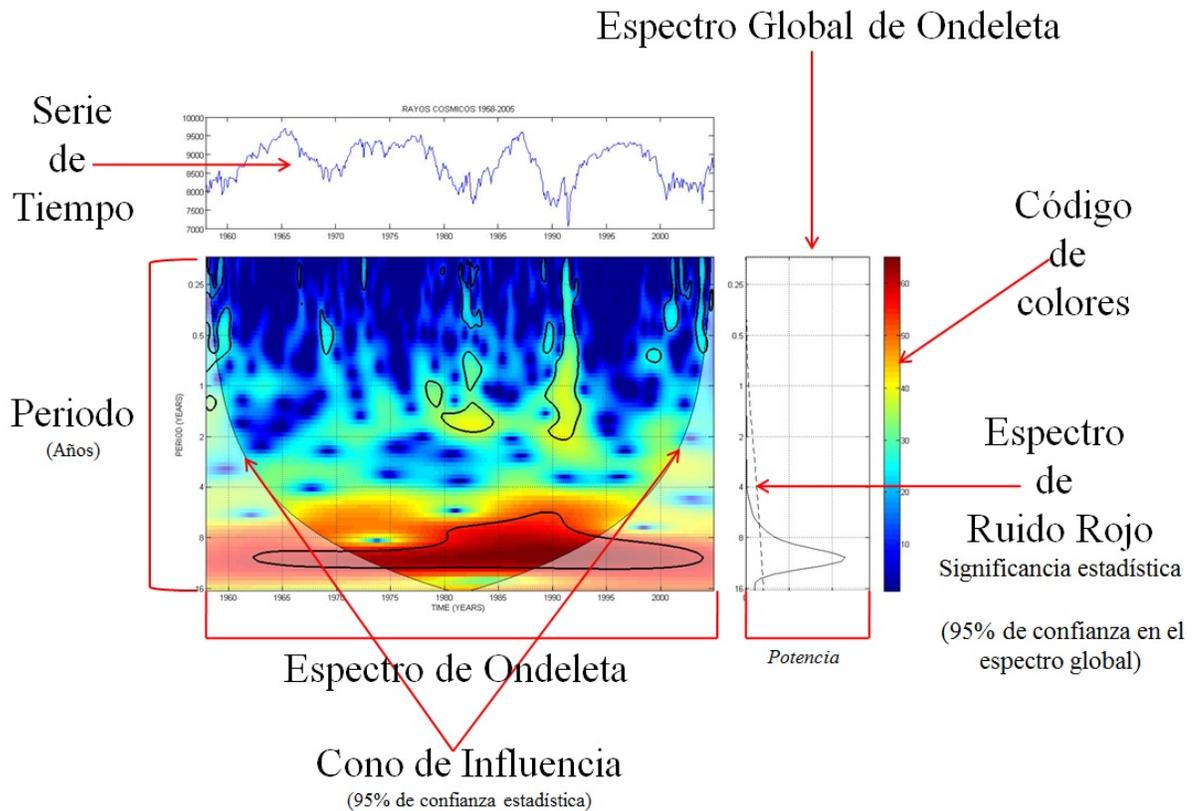


Figura 3.2: *Explicación gráfica del método de ondeleta.*

Método Fractal

Una gran diversidad de áreas, están adoptando los conceptos de una nueva geometría, la geometría de fractales, como alternativa en la resolución de problemas de diversa índole. Los fractales pueden presentar tres tipos diferentes de autosimilitud: La autosimilitud exacta donde el fractal resulta idéntico en cualquier escala, la cuasi-autosimilitud donde con el cambio de escala, las copias del conjunto son muy semejantes pero no idénticas y la autosimilitud estadística donde el fractal debe tener medidas numéricas o estadísticas que se conserven con el cambio de escala (*Mandelbrot, 1977*).

La característica que fue decisiva para llamarlos fractales es su dimensión fraccionaria. No tienen dimensión como la mayoría de los objetos a los cuales estamos acostumbrados. Los fractales tienen usualmente una dimensión que no es entera, ni uno ni dos, pero muchas veces entre ellos. La dimensión es una primera estimación del tamaño de un conjunto y nos indica la forma adecuada de medirlo: cantidad de puntos para dimensión cero, longitud para dimensión uno, área para dimensión dos, volumen para dimensión tres (*Falconer, 1985*).

El concepto principal de esta nueva geometría es la Dimensión Fractal (D_f), que es una propiedad del objeto la cual nos indica qué tanto ocupa el espacio que lo contiene, y que puede adquirir valores continuos en el espacio de los números reales entre 0 y 3 (*González et al., 2001*).

Una definición matemática de D_f es la que se conoce como la dimensión de *Hausdorff-Besicovith*, dicho planteamiento consiste en que para medir una línea curva de longitud L_0 , se cubre esta con $N_{(\delta)}$ segmentos (reglas) de longitud δ' , entonces:

$$N_{(\delta)} = \frac{L_0}{\delta^1} \quad (3.10)$$

podemos definir L como la suma de todas las reglas, quedando como:

$$L = \sum \delta^1 = N_{(\delta)}(\delta^1) \quad (3.11)$$

Sustituyendo (3.10) en el término de la derecha de (3.11), resulta (3.12) y su límite cuando δ tiende a cero (regla infinitamente pequeña), da como resultado la longitud que se quiere medir:

$$L = L_0 \delta^0 \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} L_0 \quad (3.12)$$

De la misma forma, para una superficie de dimensión A_0 , ésta se mide con $N(\delta)$ segmentos de área de dimensión δ^2 , entonces:

$$N_{(\delta)} = \frac{A_0}{\delta^2} \quad (3.13)$$

y definiendo A como:

$$A = \sum \delta^2 = N_{(\delta)}(\delta^2) = A_0 \delta^0 \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} A_0 \quad (3.14)$$

en el caso de un volumen queda como:

$$N_{(\delta)} = \frac{V_0}{\delta^3} \quad (3.15)$$

$$V = \sum \delta^3 = N_{(\delta)}(\delta^3) = V_0 \delta^0 \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} V_0 \quad (3.16)$$

Si para medir la línea curva, tomamos como regla un objeto de dimensión 2, entonces las ecuaciones de 3.11 a 3.13 quedarían como:

$$N_{(\delta)} = \frac{L_0}{\delta^2} \quad (3.17)$$

$$L = \sum \delta^2 = N_{(\delta)}(\delta^2) = V_0 \delta^{-1} \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} \infty \quad (3.18)$$

Encontrando que si queremos medir un objeto de determinada dimensionalidad (1 en este caso) con una regla de dimensionalidad mayor (2), lo encontraríamos de magnitud infinita.

Por otra parte, si para medir el volumen usamos una regla bidimensional (de menor dimensionalidad que el objeto a medir), el resultado sería:

$$N_{(\delta)} = \frac{V_0}{\delta^2} \quad (3.19)$$

$$V = \sum \delta^2 = N_{(\delta)}(\delta^2) = V_0 \delta^1 \xrightarrow{\delta \rightarrow 0} 0 \quad (3.20)$$

Es decir, cuando se quiere utilizar una regla de menor dimensionalidad que la del objeto a medir, el resultado siempre sera cero. Por lo tanto solamente podemos usar la regla de la misma dimensionalidad que el objeto para obtener un resultado útil. Para generalizar estas observaciones, definimos un objeto que tiene una magnitud M_D de dimensionalidad D y que medimos con la unidad de medida δ de dimensionalidad d , entonces:

$$M_D = \sum \gamma_D \delta^d = N_{(\delta)} \gamma_d \delta^d \quad (3.21)$$

donde γ_d es un factor geométrico relacionado a la forma de la unidad de medida (por ejemplo, línea $\gamma_d = 1$, disco $\gamma_d = \pi/4$ o esfera $\gamma_d = \pi/6$). Así, al calcular M_D para diferentes valores de d , se encuentra que:

$$M_D \rightarrow \infty; \Leftrightarrow d > D \quad (3.22)$$

$$M_D \rightarrow M_D; \Leftrightarrow d = D \quad (3.23)$$

$$M_D \rightarrow 0; \Leftrightarrow d < D \quad (3.24)$$

La dimensión fractal o de *Hausdorff-Besicovith* (D), es el valor de d en el punto en que M_d pasa de infinito a cero ($D = d$) (*González et al., 2001*). En realidad, la definición de la densidad espectro potencial sirve también para las señales definidas en energía, que serían un caso particular. En este caso la transformada de Fourier de la autocorrelación sería simplemente la transformada de Fourier al cuadrado, es decir, la densidad espectral de energía.

La densidad espectral sólo está matemáticamente bien definida en el caso de señales con una función de autocorrelación estacionaria (que no dependa de la posición de las variables aleatorias que componen el proceso, sino sólo de la distancia entre ellas). Está bien definida para el caso de señales deterministas y señales aleatorias estacionarias. Entonces, un proceso aleatorio no estacionario que es estacionario a trozos se llama *cuasi-estacionario* y es posible definir la densidad espectral de potencia en cada uno de estos trozos (*Proakis et al., 1998*).

Intuitivamente, la densidad espectral sirve para identificar periodicidades escondidas en una función de variable continua o de variable discreta (secuencia de números) y estimar la entropía de un proceso aleatorio (cuanto más plana es la densidad espectral de potencia de una señal aleatoria más entropía contiene). Una señal aleatoria cuya densidad espectral de potencia sea perfectamente plana se llama ruido blanco, no contiene redundancia y no puede ser comprimida (sin pérdidas). Una vez conocida su entropía se puede comprimir con o sin pérdidas una señal o restaurar sus propiedades. La densidad espectral de potencia proporciona información sobre la dinámica interna de muchos sistemas físicos, para identificar elementos o compuestos químicos (espectroscopía) y para la identificación de modelos matemáticos lineales (*Proakis et al., 1998*).

Un proceso aleatorio es una colección de señales en tiempo discreto y no se puede calcular la transformada de Fourier del proceso en sí mismo. Pero se puede obtener una representación del proceso en el dominio de la frecuencia si se expresa la transformada de Fourier en términos de un promedio del conjunto de realizaciones.

La secuencia de autocorrelación de un proceso estacionario en sentido amplio, proporciona una descripción en el dominio del tiempo del momento de segundo orden del proceso. Como $r_x(k)$ es una secuencia determinista, podemos calcular la transformada de Fourier en un tiempo discreto,

$$S_x(e^{jw}) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} r_x(k) e^{-jkw} \quad (3.25)$$

Esta expresión determina el espectro de potencia o densidad espectral de potencia del proceso. Conocido el espectro de potencia, se puede obtener la secuencia de autocorrelación mediante la transformada inversa:

$$r_x(k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} P(x)(e^{jw}) e^{jkw} dw \quad (3.26)$$

Por tanto, el espectro de potencia proporciona una descripción en el dominio de la frecuencia del momento de segundo orden del proceso.

En ocasiones puede resultar conveniente utilizar la transformada $-z$ en lugar de la transformada de Fourier en tiempo discreto,

$$P_x(z) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} r_x(k)z^{-k} \quad (3.27)$$

A $P_x(z)$ también se le denomina espectro de potencia de $x(n)$. El espectro de potencias tiene cuatro propiedades: a) *Simetría*: Debido a que la secuencia de autocorrelación de un proceso aleatorio posee simetría conjugada, el espectro de potencia es una función real de w . Si el proceso es real, la secuencia de autocorrelación es real y par, lo que implica que el espectro de potencia es real y par. El espectro de potencia de un proceso aleatorio $x(n)$ es real, $P_x(e^{jw}) = P_x^*(e^{jw})$, y $P_x(z)$ satisface la condición de simetría:

$$P_x(z) = P_x^*(1/z^*) \quad (3.28)$$

Si $x(n)$ es real, entonces el espectro de potencia es par, $P_x(e^{jw}) = P_x(e^{-jw})$, lo que implica:

$$P_x(z) = P_x^*(z^*) \quad (3.29)$$

b) *Positividad*: El espectro de potencia de un proceso aleatorio es positivo:

$$P_x(e^{jw}) \geq 0 \quad (3.30)$$

c) *Potencia Total*: La potencia de un proceso aleatorio de media cero, es proporcional al área bajo la curva de la densidad espectral de potencia:

$$E\{|x(n)|^2\} = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} P_x(e^{jw})dw \quad (3.31)$$

d) *Propiedad de Autovalores*: Los autovalores de la matriz de autocorrelación de dimensiones $N \times N$ de un proceso aleatorio de media cero, están limitados por los valores máximo y mínimo del espectro de potencia:

$$\min_w P_x(e^{jw}) \leq \lambda \leq \max_w P_x(e^{jw}) \quad (3.32)$$

La generación de fractales auto-similares se puede lograr mediante procedimientos repetitivos conocidos como transformaciones auto-afines. Por sus características de igual escalamiento en todas direcciones, se puede decir, que estos fractales son isotrópicos auto-similares. Otros objetos naturales o matemáticos, como las superficies de los objetos y los perfiles generados por el movimiento Browniano, sólo mantienen su aspecto durante el escalamiento si éste se hace diferente en al menos una de las direcciones, es decir son fractales anisotrópicos los cuales se conocen como objetos o fractales auto-afines (*González et al., 2001*).

Esta propiedad de auto-afinidad, obedece a transformaciones o escalamientos como las que se describen en la siguiente ecuación:

$$(X, Y, Z) \rightarrow (\lambda_x X, \lambda_y Y, \lambda_z^\zeta Z) \quad (3.33)$$

donde

$$\lambda_x = \lambda_y \neq \lambda_z^\zeta \quad (3.34)$$

El exponente ζ se conoce como exponente de auto-afinidad y tiene una relación con la dimensión fractal como lo muestra la siguiente ecuación:

$$D_f = D_e + 1 - \zeta \quad (3.35)$$

El programa utilizado para el análisis fractal fue BENOIT y se utiliza para encontrar el orden y patrones en datos aparentemente caóticos, particularmente cuando los métodos tradicionales de análisis estadísticos fallan en el análisis de los datos. El programa calcula datos por los métodos tradicionales de fractales. Para un fractal las mediciones cambian en sus valores, como la disminución de su escala. Se pueden representar gráficamente en función del tamaño de su regla en una gráfica *log-log* y en una dimensión fractal que se calcula a partir de la pendiente de la línea resultante.

El usuario puede seleccionar entre 10 posibles métodos de análisis en el programa. Cinco de estos métodos de análisis se describen como auto-similares o en dos dimensiones (2D) y los métodos restantes son auto-afines o en una dimensión (1D). El programa también cuenta con un generador de datos que produce archivos con una dimensión fractal determinada. Los usuarios pueden encontrarlo útil para prueba y control de efectos. Los métodos auto-similares o de imagen disponibles en el programa tienen diferentes características pero deben ser invariantes en escala. Un conjunto de datos normalmente tiene un límite fractal y fuera del límite la dimensión fractal devuelve un valor trivial (1 para series de tiempo y 2 para datos de imagen). Los límites fractales superior e inferior son controlados por los valores de los datos. Los métodos auto-similares disponibles en el programa son *Box Dimension*, *Perimeter-Area Dimension*, *Information Dimension* y *Ruler Dimension*.

Las rutinas de análisis 1D usan métodos auto-afines, los fractales auto-afines difieren de los fractales auto-similares en que las partes necesitan ser redimensionadas por diferentes factores en diferentes coordenadas para parecerse al original. Los métodos auto-afines disponibles en el programa también son bien conocidos en el análisis fractal (*R/S Analysis*, *Power Spectrum*, *Roughness-Length*, *Variogram* y *Wavelets*). Para el análisis de los datos se utilizó el método de Espectro de Potencia (*Power Spectrum*), este método utiliza las propiedades de los espectros de potencia de los trazos auto-afines. Para poder obtener una estimación de la

dimensión fractal se calcula el espectro de potencia $P(k)$ (donde $k = 2p/l$ es el número de onda y l es la longitud de onda), y las gráficas del logaritmo de $P(k)$ versus el logaritmo de K . Si el trazo es auto-afín esta gráfica debe seguir una línea recta con una pendiente negativa $-b$; este exponente se relaciona con la dimensión fractal D_s de la siguiente manera:

$$D_s = \frac{5 - b}{2} \quad (3.36)$$

Donde D_s denota la dimensión fractal estimada a partir del espectro de potencia. Una medida de la amplitud del trazo se puede estimar como $P(k_0)$, el valor del espectro de potencia en un cierto número de onda k_0 . Este valor no es una estimación de la longitud cruzada, pero si un parámetro de amplitud genérica que puede utilizarse en la comparación de diferentes conjuntos de datos.

Por ejemplo, uno puede tomar una transformada de Fourier de la serie de entrada usando un algoritmo de una transformada de Fourier rápida y elevar al cuadrado los coeficientes de transformación. Esta operación resulta en un periodograma, que es una pobre estimación del espectro de potencia. El principal defecto del periodograma es que la estimación de la potencia en cualquier frecuencia es muy ruidoso, la amplitud del ruido es proporcional a la potencia espectral. El programa ofrece una técnica mejorada para la estimación espectral donde este ruido se suaviza por un promedio de periodogramas obtenidos en intervalos logarítmicos iguales de los datos. Antes de la transformación de Fourier, es mejor quitar cualquier tendencia lineal media en la serie de datos, y aplicar un decremento o disminución.

El decremento o disminución se realiza multiplicando la serie de entrada por una función que va suavizada a cero en las extremidades. El algoritmo de la transformada rápida de Fourier supone que la serie es periódica (es decir, su punto final está conectado a su punto de partida). Por lo tanto, la disminución o decremento debe hacerse para evitar los efectos de borde y para minimizar fugas espectrales.

Las fugas espectrales, es decir, la potencia que se añade a la estimación del número de onda de algunos números de onda vecinos, son un problema si el espectro es muy rojo, por ejemplo, si los componentes de longitud de onda larga tienen mayor potencia que los componentes de longitud de onda corta. El método del algoritmo de energía espectral en el programa requiere datos uniformemente espaciados. Entre los métodos auto-afín, es el uso de la densidad espectral de potencia para obtener la dimensión fractal es sin duda el de mayor precisión.

Los Parámetros de la Potencia Espectral son: *a) Promediar*: Esta opción proporciona una técnica de estimación espectral en un promedio de periodogramas obtenidos en intervalos logarítmicos iguales que la serie de datos suavizados. Para obtener información sobre los intervalos, se puede consultar el cuadro de diálogo para el número de intervalos.

Después de usar esta opción se aumenta la exactitud del método quitando los puntos donde se produce la fuga espectral. *b) Número de Intervalos*: Es el número de intervalos logarítmicos iguales en que se dividen las frecuencias de Fourier. El valor promedio del espectro de potencia se calcula entonces en cada intervalo. Se ajusta una línea recta a los valores medios, no al periodograma en sí mismo. El número mínimo de intervalos es 2, el máximo es igual al número de puntos de datos dividido por 4. El valor por defecto es el número de puntos analizados dividido por 100 o 50, el que sea mayor. *c) Aplicando Función Disminuir*: La disminución gradual se logra multiplicando la serie de entrada de los datos por una función que va a cero sin problemas en los extremos. El algoritmo de la transformada rápida de Fourier supone que la serie es periódica (es decir, su punto final está conectado al inicial). Por lo tanto, la disminución gradual debe hacerse para evitar los efectos de borde y reducir al mínimo las fugas espectrales. *d) Quitando Línea de Tendencia*: Esta opción elimina cualquier tendencia lineal media en los datos de seguimiento. *e) Función Disminuir*: Es la ecuación para la función disminuir (una función que va a cero sin problemas en los extremos), que se multiplica por la cantidad de trazas de modo que su punto final está conectado a su punto inicial.

Las caminatas aleatorias sesgadas fueron estudiadas detalladamente por Hurst en los años 40's (*Hurst, 1951*) y de nuevo por Mandelbrot en los 60-70's (*Mandelbrot, 1968*). Mandelbrot las llamó *Movimientos Brownianos Fraccionarios*, en nuestro caso de estudio las podemos llamar *Series de Tiempo Fractales* (*Peters, 1997*). Cuando *Hurst* decidió realizar pruebas, nos dió una nueva herramienta llamada *Exponente de Hurst (H)*, el cuál tiene una gran cantidad de aplicaciones a toda serie de tiempo ya que da resultados muy robustos (*Hurst, 1951*).

Si las series fueran aleatorias, el rango se incrementaría con la raíz cuadrada del tiempo, esto se conoce como la regla $T^{\frac{1}{2}}$. Para estandarizar la medida a través del tiempo, *Hurst* decidió crear un cociente sin dimensiones, dividiendo el rango por la desviación estándar de las observaciones, esto se conoce como *Rescaled Range Analysis* o *Análisis R/S*. *Hurst* halló que la mayoría de los fenómenos naturales, incluyendo descargas de ríos, temperaturas, lluvia y hasta manchas solares siguen una caminata aleatoria sesgada o tendencia con ruido estadístico. La fuerza de la tendencia y el nivel de ruido se puede medir mediante el análisis *R/S* en una escala de tiempo, esto es, cuando *H* está por arriba de 0.50 (*Hurst, 1951*).

Para una serie de tiempo en general, se debe definir un rango y empezar con una serie de tiempo t , con u observaciones:

$$X_{t,N} = \sum_{u=1}^t (e_u - M_N) \quad (3.37)$$

donde $X_{t,N}$ es la desviación acumulada sobre N períodos, e_u es el flujo entrante en un cierto tiempo, u y M_N es el promedio e_u sobre N períodos.

El rango se convierte entonces en la diferencia entre el máximo y el mínimo alcanzados:

$$R = \text{Max}(X_{t,N}) - \text{Min}(X_{t,N}) \quad (3.38)$$

donde

$\text{Max}(X)$ =máximo valor de X

$\text{Min}(X)$ =mínimo valor de X

Para comparar los diferentes tipos de series de tiempo, *Hurst* dividió este rango por la desviación estándar de las observaciones originales. Esta nueva escala de rango debe incrementarse con el tiempo:

$$R/S = (aN)^H \quad (3.39)$$

donde R/S es el rango con la nueva escala, N el número de observaciones, a una constante y H el exponente de Hurst.

De acuerdo con la mecánica estadística, H debe ser igual a 0.50 si la serie es una caminata aleatoria, en otras palabras, el rango de desviaciones acumuladas debe de incrementarse con la raíz cuadrada del tiempo. Los eventos más recientes tienen mayor impacto que los más distantes pero aún así estos últimos siguen teniendo algún efecto residual. En una escala mayor un evento que exhibe las estadísticas de *Hurst* es el resultado de un gran flujo de sucesos interconectados (*Peters, 1997*).

Las series de tiempo persistentes definidas como $0.5 < H \leq 1.0$ son fractales, ya que pueden ser descritas como un movimiento Browniano fraccionario. En el movimiento Browniano fraccionario hay correlación de eventos en distintas escalas de tiempo: por esta relación, la probabilidad de que sucedan dos eventos uno tras otro no es 50/50. H describe la posibilidad de que dos eventos consecutivos sucedan, si $H=0.6$ hay una probabilidad más alta de que si el último número fue positivo el que sigue sea positivo también lo cuál no es en realidad una probabilidad, sino simplemente una medida del sesgo.

Como cada punto no es igualmente probable (como en una caminata aleatoria), la dimensión fractal de distribución de probabilidad no es 2, sino un número entre 1 y 2. *Mandelbrot* demostró que el inverso de H es la dimensión fractal D para la trayectoria de un movimiento Browniano, pero para su gráfica sería $2 - D$ (*Mandelbrot, 1972*). La gráfica de una caminata aleatoria con $H=0.5$ tendría dimensión fractal 2. Si $H=0.7$ la dimensión fractal de la trayectoria del movimiento Browniano correspondiente es $1/0.7$ ó 1.43 (*Voss, 1988*).

La dimensión fractal D de las series de tiempo o cambios acumulativos de una caminata aleatoria es de 1.50, la de un plano geométrico es 2.0, entonces, la dimensión fractal de una caminata aleatoria estaría a la mitad del camino de una línea y un plano, es decir, sería 1.50. H puede convertirse en D usando la ecuación:

$$D = 2 - H \quad (3.40)$$

Por lo tanto si $H=0.50$ entonces $D=1.50$, ambos valores son consistentes con un sistema aleatorio e independiente. Un valor de $1 < H \leq 1.50$ resultará en una D más cercana a una línea. Esto es, una serie de tiempo persistente en la terminología de *Hurst*, dando como resultado una línea más suave con menos picos que una caminata aleatoria. Una serie antipersistente con $0 < H < 0.50$ arrojaría una D mayor, más puntiaguda que una caminata aleatoria, es decir un sistema sujeto a más reveses, esto representa la antipersistencia (*Peters, 1997; Voss, 1988*).

3.1.3. Datos

Los datos utilizados para el análisis fueron DMS, SST, LCCVI-IR e LCCIR (< 2km), Radiación Ultravioleta A en el tope de la atmósfera y Radiación Ultravioleta A atenuada en la superficie terrestre. A continuación se detalla cada serie de datos con sus respectivas gráficas y análisis (*Ondeleta y Fractales*).

Dimetilsulfuro

Basándonos en los criterios de selección geográfica para la zona de estudio se procedió a obtener los datos de DMS en la base de datos del NOAA localizada en <http://saga.pmel.noaa.gov/dms>. El periodo de estudio entonces fue de 1983 a 2010, con aproximadamente 27 años de datos; más detalles están dados en *Kettle et al., (1999)*. Los datos son diarios y se promediaron mensualmente durante los años de estudio. Es importante recalcar que los efectos de la corriente de propulsión polar no tiene interacción con las concentraciones de DMS, ya que esta corriente interactúa a un rango de altura aproximado entre los 11 y 16 kilómetros (*Savitskiy and Lessing, 1979; Gallego et al., 2005; Pidwirny, 2006*).

Los datos originales en dicha base contienen las mediciones de DMS tomadas en todos los océanos desde 1972 a 2011 (~ 39 años) y se proporcionan como muestras de datos en bruto; en el estudio se descartaron los primeros 11 años debido a que la secuencia de datos presentaba importantes huecos en espacio y tiempo. Se obtuvieron datos en una área geográfica entre $40^\circ - 60^\circ\text{S}$ de latitud para toda la franja de longitud. El mapa de las concentraciones de DMS se generó con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ latitud-longitud, el cuál se puede observar en la figura 3.3. En la figura 3.4 se aprecia el histograma de magnitudes de las concentraciones del DMS, las unidades de las concentraciones son nM/L . La gráfica de las concentraciones mensuales de DMS para toda la zona prístina entre 1983 y 2008 se observa en la figura 3.5. Para conocer las periodicidades de la serie de tiempo del DMS se usó el análisis de ondeleta. En la figura 3.6 se observa el resultado de aplicar el método de ondeleta, mostrando periodicidades de 1.2, 1.7, 3.5, 4.7 y 7.8 años.

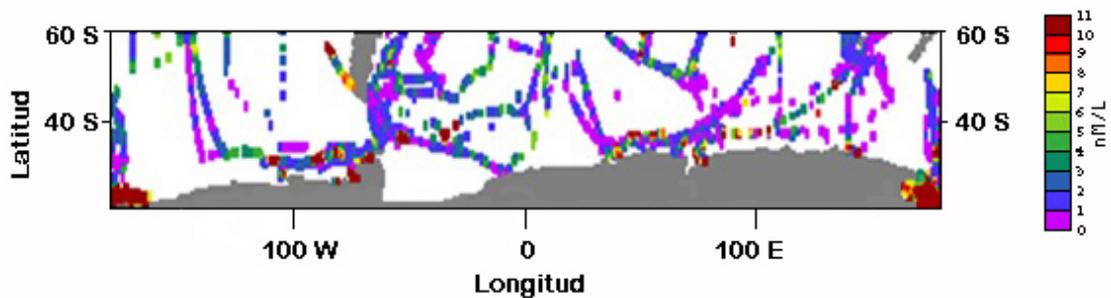


Figura 3.3: *Mapa de la distribución de las concentraciones de DMS en la zona de estudio.*(NOAA)

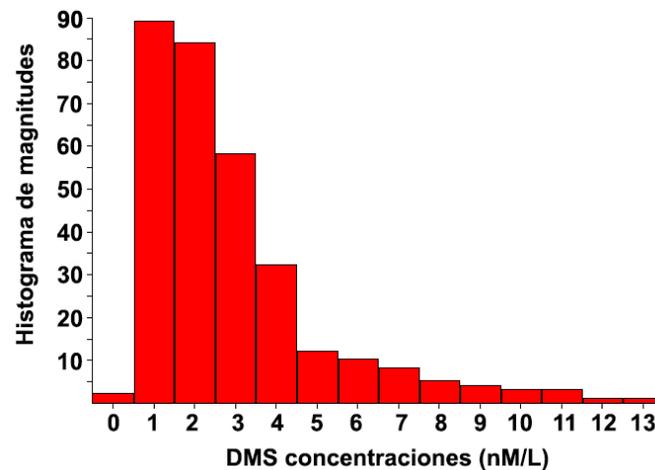


Figura 3.4: *Histograma de magnitudes del DMS en la zona de estudio.*(NOAA)

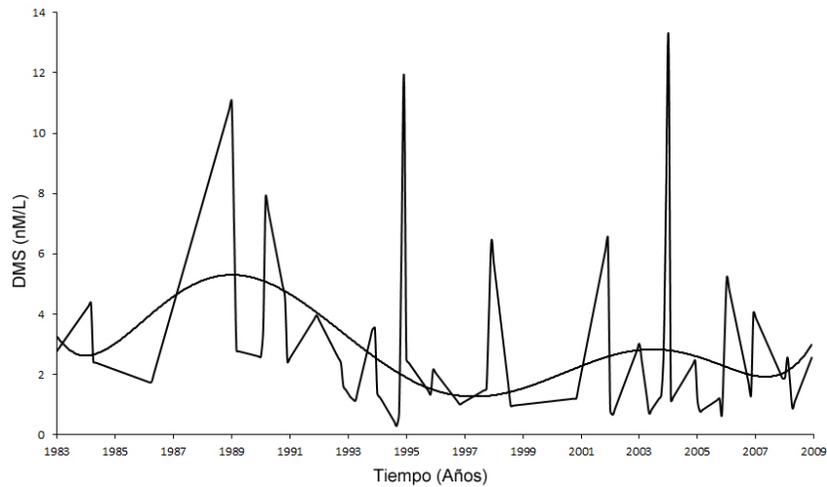


Figura 3.5: *Concentraciones mensuales de DMS entre 1983 y 2008.*

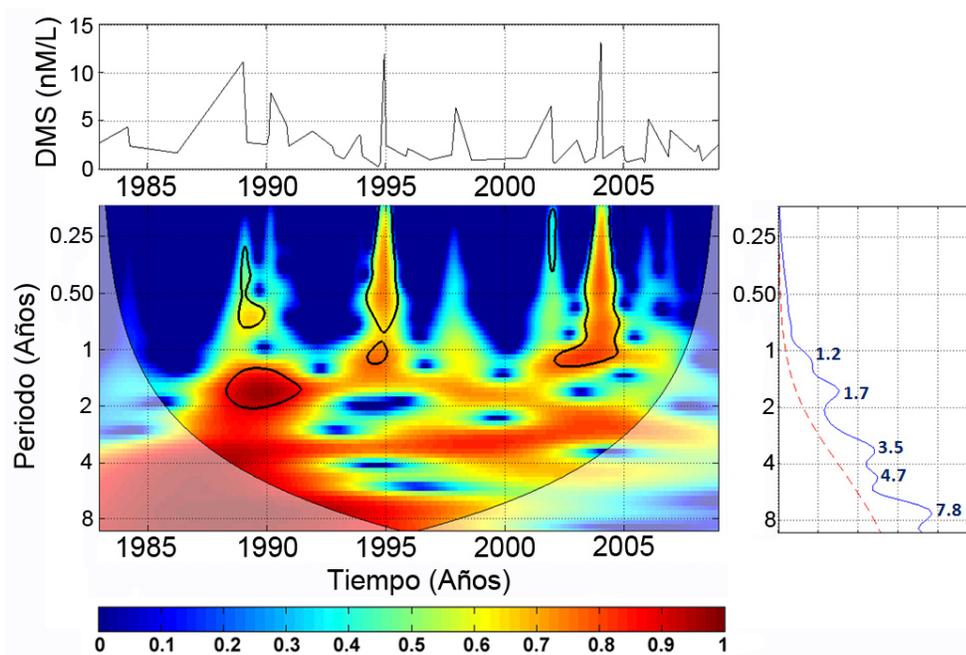


Figura 3.6: *Análisis de Ondeleta para la serie de DMS en la zona de estudio.*

Temperatura Superficial Oceánica

El principal aporte calorífico que tiene el agua de mar proviene de las radiaciones energéticas que le llegan del Sol. Su calor específico tiene un valor elevado en comparación con el calor específico de las demás sustancias existentes en la superficie del planeta (suelos, ríos, rocas, etc...); esto confiere al océano una extraordinaria capacidad para almacenar energía interna y por esta propiedad puede actuar como un gigantesco moderador del clima (*Berger, 1973*).

Esta gran capacidad de los océanos para conservar energía térmica (interna) permite que la temperatura sea más estable en el océano que en los continentes, siendo en aquél menos marcados los cambios durante las cuatro estaciones del año; otra fuente de energía térmica en el océano es la energía solar reflejada.

Las radiaciones solares que llegan a la superficie del océano penetran en su masa, alcanzando generalmente una profundidad promedio de cien metros, pero que puede extenderse hasta los mil metros. La penetración de estas radiaciones depende principalmente de la turbiedad, es decir, de la cantidad de materia sólida que se encuentra en suspensión. Conforme la profundidad aumenta va penetrando menos radiación, por lo que la temperatura disminuye (*Updegraff et al., 1982*).

En la figura 3.7 se observa la atenuación de la luz incidente en la zona fótica (0-200 m) y su distribución espectral. La luz en el océano tiene un decremento en intensidad por un factor de 10 aproximadamente cada 75 metros, la penetración en aguas costeras es diferente debido fundamentalmente al fitoplancton y otras materias presentes que absorben y dispersan la luz. El fitoplancton contiene clorofila, que tiene una absorción óptima en longitudes de onda de 430 nm (violeta) y 670 nm (rojo), esto causa que las aguas costeras parezcan verdes (*Chamberlin, 2005*).

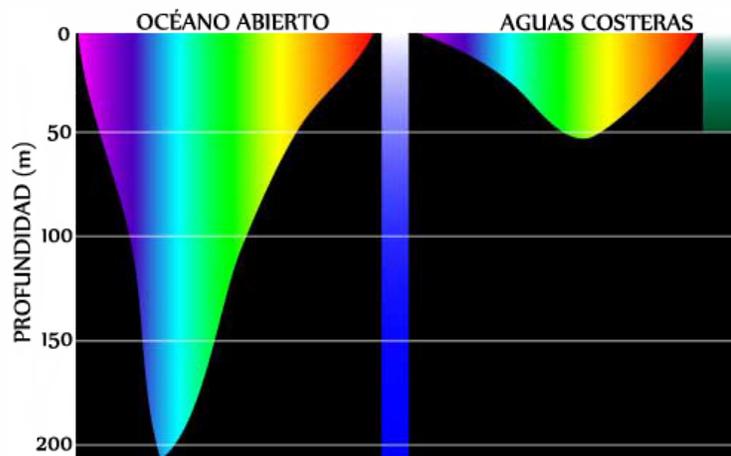


Figura 3.7: *Distribución y atenuación de la luz incidente respecto a la profundidad.* (NOAA)

En la superficie del océano existe una capa de agua relativamente caliente, con una temperatura uniforme; esa capa puede extenderse de los 20 a los 200 metros de profundidad, dependiendo de las condiciones locales. Abajo de ella existe una zona en donde se presenta un rápido descenso de la temperatura, llamada termoclina, que divide a estas aguas superficiales, menos densas y menos salinas, de las aguas profundas, más frías, densas y salinas, esto se puede observar en la figura 3.8 (*Pickard, 1975*).

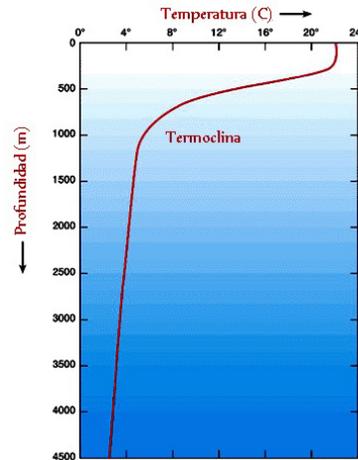


Figura 3.8: *Variación de la temperatura oceánica en función de la profundidad.* (NOAA)

En los océanos, las termoclinas no son bruscas ni están tan bien diferenciadas como ocurre en el agua dulce. En las aguas tropicales, la termoclina puede ocupar una profundidad entre 100 y 200 metros y ser relativamente estable durante el año. En las aguas templadas de las latitudes medias se localizan a una mayor profundidad, siendo un fenómeno estacional que ocurre solamente durante la primavera y verano, y tiende a desaparecer en los mares polares en los que la temperatura de toda la columna de agua es baja (*Chávez, 1975*).

La temperatura de las masas de agua la determinan tres flujos de calor: el intercambio de calor entre la atmósfera y el océano, el calor transferido por advección y difusión turbulenta, y el imperceptible intercambio de calor en las aguas profundas oceánicas. Bajo estas condiciones, la SST juega un papel clave en el control del clima y estará influida por parámetros climáticos, meteorológicos, hidrodinámicos y topográficos. La temperatura promedio del agua oceánica es de 3.8°C . Sin embargo, la distribución de la SST con algunas variaciones dependiendo de las corrientes marinas y de las masas continentales, varía desde -2°C en el polo a 30°C en el ecuador (ver figura 3.9). Debido a la cantidad de calor que recibe el océano varía con la latitud y la estación del año, la SST no se distribuirá de forma uniforme y será más cálida en latitudes bajas y más fría en latitudes altas (*Toba, 2003*).

El monitoreo de la SST es complejo debido a la vasta área oceánica y a los problemas en la adquisición de los datos. Actualmente, los medios para su obtención son las observaciones realizadas por barcos, plataformas de observación meteorológica en el océano, boyas marinas y satélites. Puede haber modificaciones en las series temporales debido a los cambios en las técnicas de medición y la evolución de la instrumentación.

Es por esto que se realizan correcciones en los datos de épocas anteriores. Se han creado varias series de datos en las últimas décadas que aportan a la comunidad científica series temporales de SST bastante fiables (*Smith et al., 2008*) que permiten la realización de numerosos trabajos sobre tendencias de la misma desde el siglo pasado (*Gómez-Gesteira et al, 2008; deCastro et al., 2009*). En la figura 3.9 se observan las mediciones satelitales de SST respecto a la longitud y latitud en una malla de $1^\circ \times 1^\circ$.

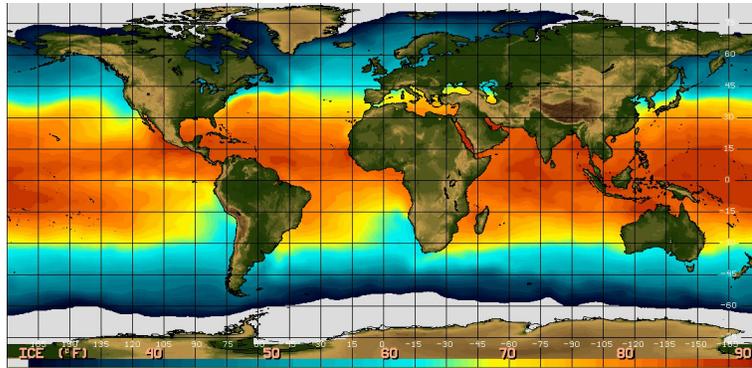


Figura 3.9: *Variación de la SST respecto a la posición geográfica.*

Existe una íntima relación entre la atmósfera y el océano, pero hay que tener en cuenta que el sistema acoplado atmósfera-océano no puede permanecer en un estado estacionario ya que oscila constantemente alrededor de un punto de equilibrio; estos dos sistemas no son lineales y tienen muchos grados de libertad, lo que complica su estudio. Sin embargo la SST puede ser útil en el estudio de estas relaciones, ya que es el indicador de la interacción dinámica que existe entre estos dos medios. Los distintos componentes del sistema climático, y en particular la atmósfera y el océano, interactúan entre sí de diferentes formas.

Los procesos físicos que relacionan la atmósfera y el océano, como son la evaporación, la precipitación o el calentamiento atmosférico dependen directamente de la SST. Así, las anomalías de SST suelen ir acompañadas de anomalías en variables atmosféricas, en escalas temporales mensuales o estacionales. Los diferentes patrones de SST que se generen pueden inducir diferentes patrones en la atmósfera dando lugar a distintas situaciones.

El hecho de que la dinámica oceánica sea más lenta que la atmosférica permite obtener cierto grado de predicción. Debido a la alta inercia del mar, a que la dinámica oceánica es mucho más lenta que la atmosférica y a la gran masa térmica de los océanos, la SST es una variable fiable para usarse en predicciones climáticas (*Rodwell et al., 1999*).

Para este estudio, se analizaron datos de SST de 1983 a 2008 en el área seleccionada. Las unidades de los datos están en grados centígrados °C, y se encuentran en el mismo rango de tiempo y posición geográfica que las demás series usadas. Los datos se obtuvieron de Climatic Research Unit (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/hadsst2sh.txt>) con una resolución mensual. La gráfica de los datos mensuales se puede observar en la figura 3.10. Para conocer las periodicidades de la serie de tiempo de la SST se utilizó el análisis de ondeleta. En la figura 3.11. se observa el resultado de la gráfica al aplicar dicho método a los datos analizados, encontrándose periodicidades de 1, 3.9 y 8 años.

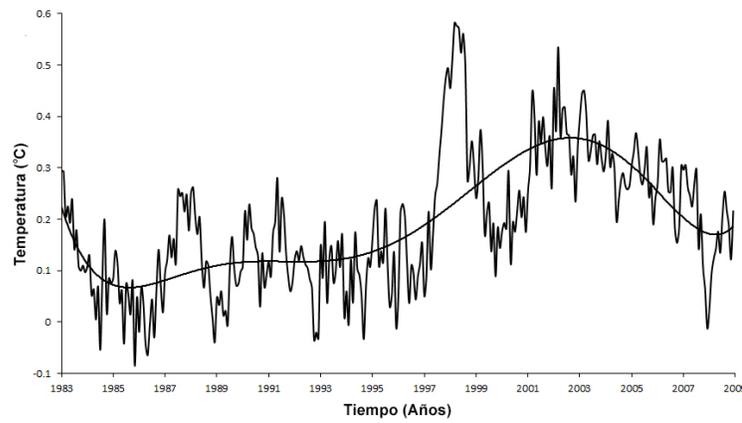


Figura 3.10: *Temperatura Superficial Oceánica entre 1983 y 2009 en la zona de estudio.*

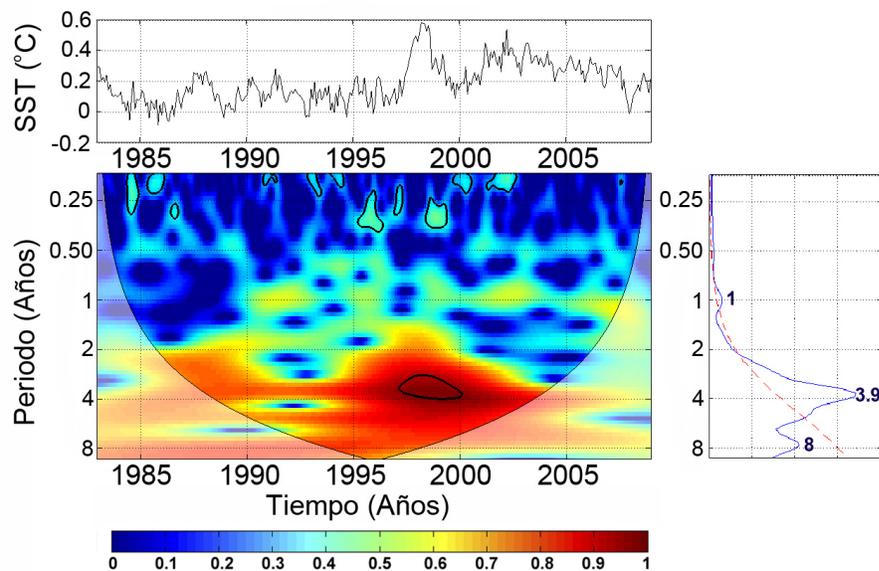


Figura 3.11: *Análisis de Ondeleta para la serie de SST en la zona de estudio.*

Cubierta Nubosa Baja

Una nube es un conjunto o asociación, grande o pequeña, de gotas de agua, aunque muchas veces también lo es de gotas de agua y de cristales de hielo. La masa que forman se distingue a simple vista, suspendida en el aire, y es producto de un gran proceso de condensación. Estas masas se presentan con variados colores, aspectos y dimensiones, según las altitudes en que aparecen y las características particulares de la condensación (*Hackel, 2004*).

Las partículas microscópicas proporcionan una superficie sólida que facilita aglutinar pequeñas gotas que después originarán una nube. Estas partículas están presentes en la atmósfera como aerosoles o partículas de tamaño submicrónico y se conocen como núcleos de condensación nubosa (CCN). En la atmósfera siempre hay gran cantidad de CCN sobre los cuáles las moléculas de vapor de agua tienden a reunirse para transformarse en líquido, formando diminutas gotas de agua.

De estos núcleos hay que destacar, en primer lugar, a los higroscópicos que hacen referencia a las partículas de sales o gotitas de soluciones salinas, procedentes principalmente de los mares y océanos, sobre las cuáles se condensa la humedad del aire en la atmósfera. Entre éstos hay que señalar las minúsculas partículas de sal suspendidas en el aire a causa del oleaje y rompiente de las costas. El tamaño de esos núcleos de sal tienen diámetros de 0.01μ a 10μ .

Otros núcleos de condensación muy activos son las pequeñísimas gotas de ácido nítrico presentes en todo momento en el aire terrestre y cuyo diámetro es inferior a 0.1μ . El vapor de agua también comienza a condensarse sobre ellas a humedades relativas (*Hobbs, 2000*). Una gran parte de los CCN están formados por sustancias químicas conocidas como sulfatos, que se producen en el aire a causa de la combustión de productos ricos en azufre, o bien se originan naturalmente por la biota oceánica (*Rogers, 1977*).

Muchos núcleos consisten en partículas de polen y polvo levantadas de la superficie terrestre por el viento. Los corpúsculos cuyos diámetros están comprendidos entre 10 y 20μ o mayores, vuelven a caer a tierra muy pronto a causa de su peso, pero las más pequeñas flotan en el aire y pueden ser transportadas a grandes altitudes y largas distancias. Otra fuente de núcleos, aunque menos importante, la constituyen las erupciones volcánicas, cuyas partículas de cenizas más pequeñas quedan suspendidas en la atmósfera y son transportadas del lugar de origen por las fuertes corrientes de aire (*Hobbs, 1993*).

De acuerdo con el Atlas Internacional de Nubes, publicado en 1956 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), las nubes se clasifican dependiendo su altitud, en 10 formas características o géneros, que se presentan en la Tabla 3.1. Combinando los cuatro nombres fundamentales (cirros, cúmulos, estratos y nimbos) se obtienen los diez tipos o géneros de nubes de la clasificación moderna, que también tiene en cuenta la altitud en que se forman. Esta designación está basada en la apariencia que presentan las nubes vistas desde el suelo (OMM, 1956).

Tabla 3.1 Tipos de Nubes (OMM, 1956).

Tipo de Nubes	Género	Símbolo	Características
Altas (> 5 km)	Cirros	Ci	Nubes de aspecto filamentoso, no provocan precipitación.
	Cirrocúmulos	Cc	Nubes de aspecto de glóbulos, no provocan precipitación.
	Cirrostratos	Cs	Nubes con aspecto de velo, provocan el halo solar y lunar.
Medias (~ 2 – 5 km)	Altocúmulos	Ac	Nubes con forma de glóbulos que no dan precipitación.
	Altoestratos	As	Nubes que forman un manto que opaca al Sol, no producen lluvias.
	Nimbostratos	Ns	Capa nubosa gris de tipo estable que oculta al Sol y provoca las precipitaciones de tipo continuas e intermitente.
Bajas (< 3.5 km)	Estratocúmulos	Sc	Bancos de nubes cumuliformes que producen luvias ligeras continuas y lloviznas.
	Estratos	St	Manto de nubes grises que pueden provocar lloviznas al espesarse mucho.
	Cúmulos	Cu	Nubes aisladas y densas tienen desarrollo vertical con protuberancias, no producen lluvias.
Desarrollo Vertical	Cumulonimbos	Cb	Nubes densas y potentes de considerable desarrollo vertical que producen chubascos y tormentas eléctricas (2-15 km).

El DMS es liberado a la atmósfera en donde reacciona formando SO_4 , interfiriendo con la dispersión de luz y formando CCN de nubes bajas (< 3.5km) (Bates et al. 1997), por lo cual para este estudio se analizarán únicamente las nubes bajas debido a que son las únicas que interactúan con el DMS al emitirse a la atmósfera (Vallina et al., 2007).

Se analizaron series de cubierta nubosa baja (< 2 km). Se obtuvieron los datos de las anomalías de nubes bajas (LCC) de 1983 a 2008 en el área de estudio seleccionada en infrarrojo (LCCIR) y visible-infrarrojo (LCCVI-IR). Los datos están en el mismo rango de tiempo y posición geográfica que los del DMS. Se define la anomalía como desviación de una variable de su valor medio, y tiene por definición un valor medio cero (Benestad, 2006).

Los datos de la cubierta nubosa baja se obtuvieron del International Satellite Cloud Climatology Project (<http://isccp.giss.nasa.gov>). Los datos procesados y analizados se presentan como promedios mensuales. Las LCC se pueden observar en las figuras 3.12 (LCCIR) y 13.14 (LCCVI-IR). Nuevamente para conocer las periodicidades se utilizó el análisis de ondeleta para LCCIR (fig. 3.13) y LCCVI-IR (fig. 3.15). Las periodicidades principales de las LCCIR son 0.9, 1.9 y 5.1 años y las de LCCVI-IR son 0.9, 3 y 5 años.

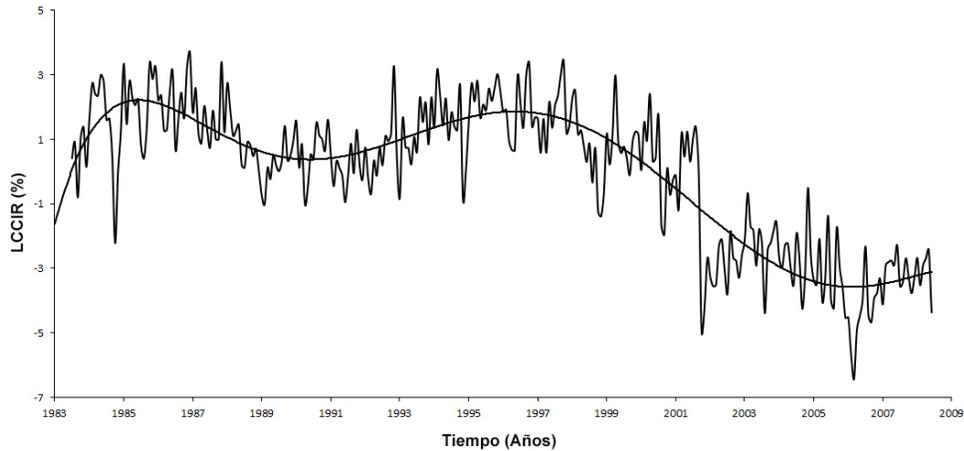


Figura 3.12: Gráfica de la serie de LCCIR entre 1983 y 2009.

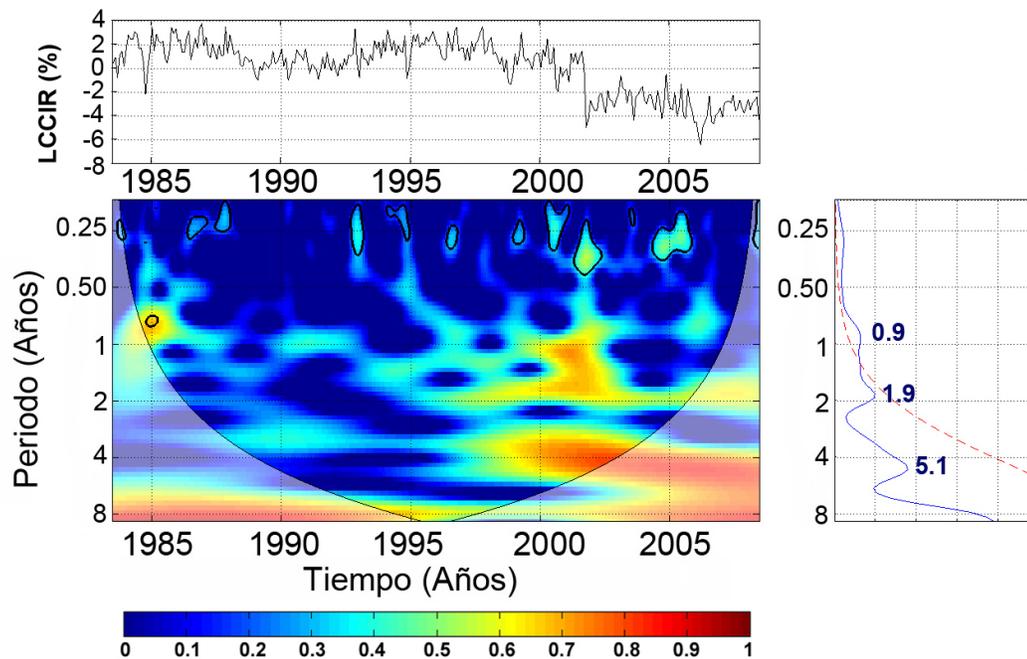


Figura 3.13: Análisis de Ondeleta para la serie de LCCIR.

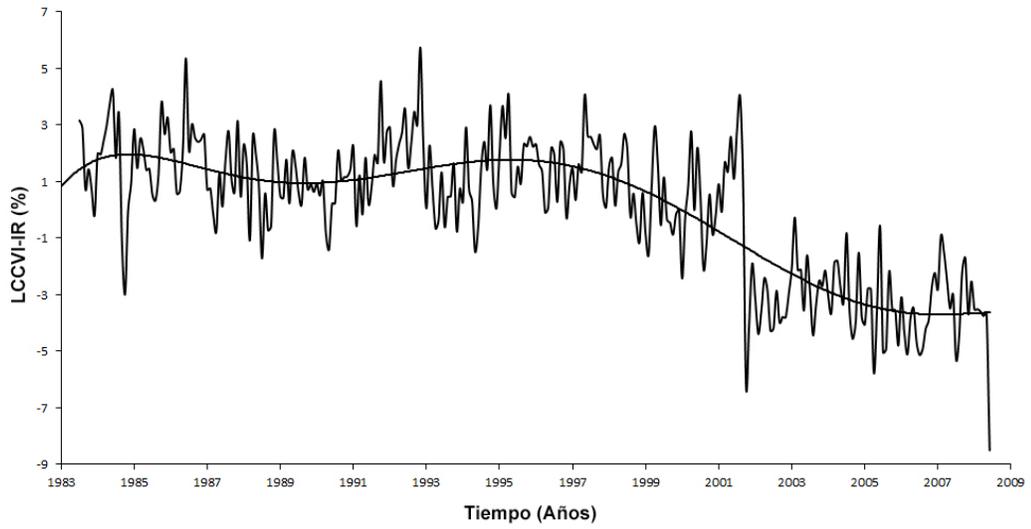


Figura 3.14: *Gráfica de la serie de LCCVI-IR entre 1983 y 2009.*

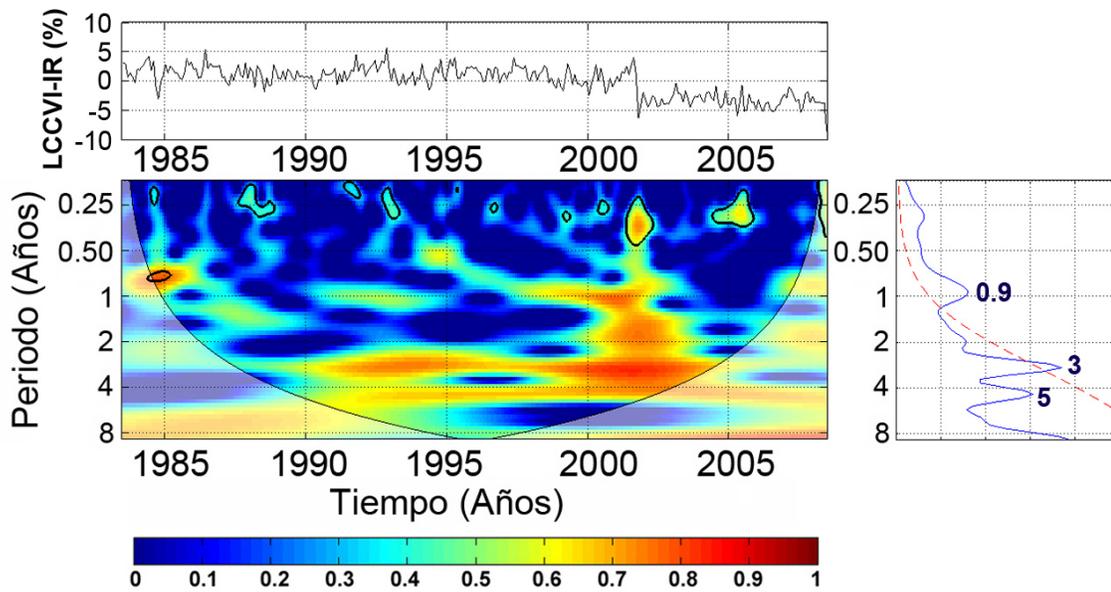


Figura 3.15: *Análisis de Ondeleta para la serie de LCCVI-IR.*

Radiación Ultravioleta

La radiación UV se clasifica en tres diferentes tipos dependiendo su relación y comportamiento en la atmósfera terrestre. El primer tipo es la Radiación Solar Ultravioleta tipo A (UVA), donde su longitud de onda fluctúa entre 320 y 400 nm, alcanza totalmente la superficie terrestre y no es retenida por la atmósfera. La Radiación Solar Ultravioleta tipo B (UVB) tiene una longitud de onda que fluctúa entre 280 a 320 nm; el 90% de esta radiación es bloqueada por el ozono y oxígeno de la atmósfera, es más energética y dañina para la biosfera que la radiación UVA. La Radiación Solar Ultravioleta tipo C (UVC) tiene su longitud de onda que fluctúa entre 100 y 280 nm, no llega a la superficie terrestre ya que se atenúa en la capa de ozono y constituye la fracción más energética de este tipo de radiación solar (*Lean et al., 1997*). Esto se observa en el esquema de la figura 3.16.

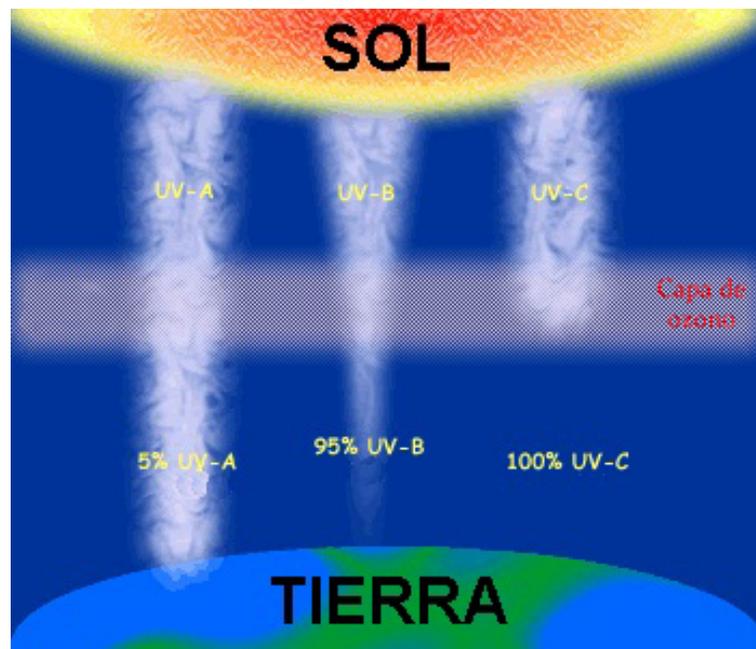


Figura 3.16: *Atenuación de la Radiación Solar Ultravioleta en la atmósfera terrestre.* (NOAA)

Para la zona de estudio se utilizó una serie reconstruida de UVA (320-400 nm) en el tope de la atmósfera. La serie fue reconstruida por *Lean et al. (1988)*, pero en este trabajo se utilizaron datos de varios proyectos debido a que todos tenían datos por un corto periodo de tiempo, se unieron como lo describe *Lean et al., (1988)*.

Los proyectos utilizados para reconstruir la serie los describe en detalle *DeLand et al.*, (2008):

NIMBUS-7	(1978-1985)
NOAA-9	(1985-1989)
NOAA-11	(1989-1992)
SUSIM	(1992-2008)

En la figura 3.17 se puede observar las longitudes de onda en que los diferentes proyectos trabajaron, así como el intervalo de tiempo que duro cada proyecto enviando datos.

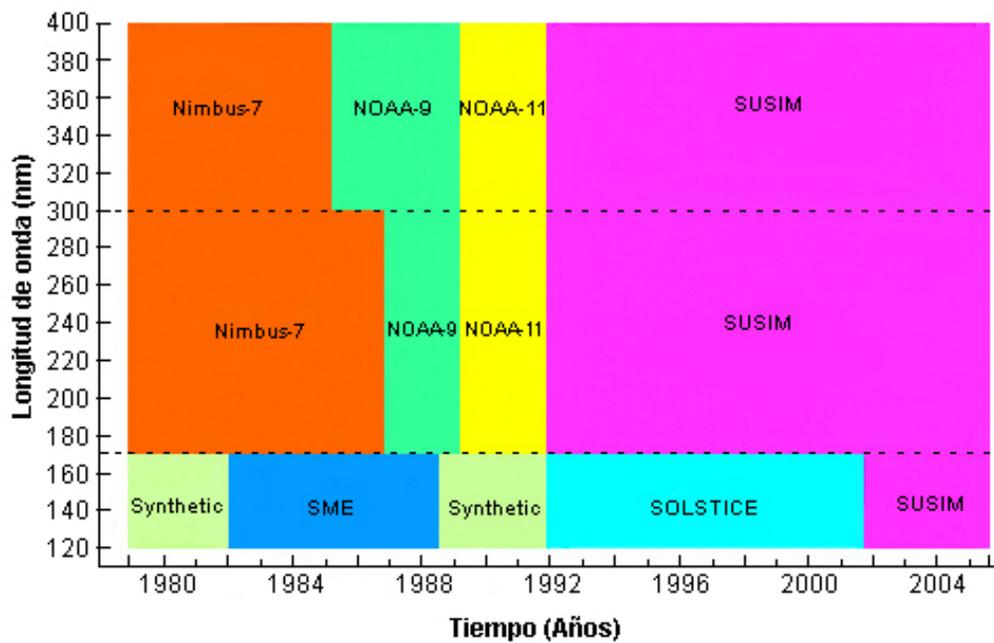


Figura 3.17: *Satélites utilizados para la reconstrucción de la serie de UVA.* (*Lean et al.*, 1997)

Se analizaron los datos obtenidos de la serie reconstruida de UVA, en la figura 3.18 se observa la gráfica de dicha serie. Los datos procesados y analizados están en un intervalo de tiempo mensual de 1983 a 2008, las unidades son W/m^2 . En la figura 3.19 observamos el análisis de ondeleta de la misma serie. No muestra periodicidades significativas en este intervalo temporal.

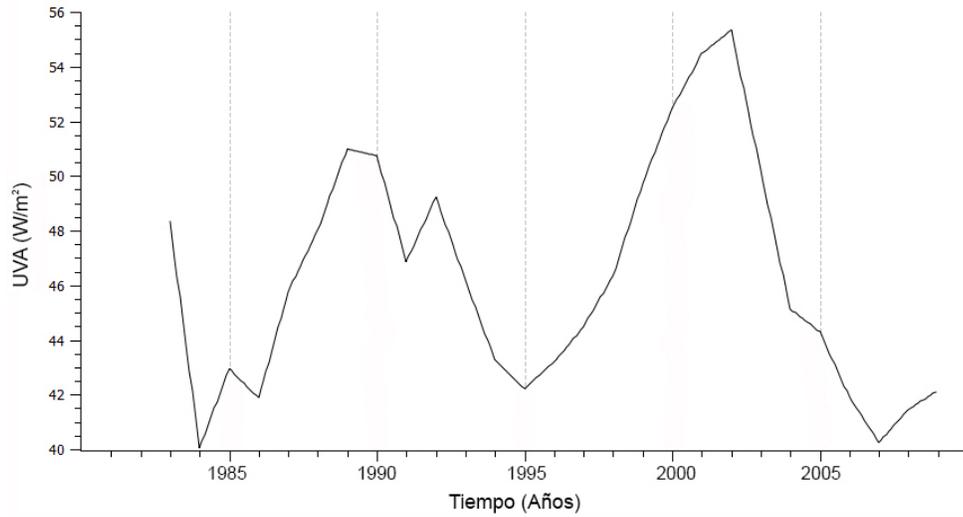


Figura 3.18: *Radiación Solar Ultravioleta A en el tope de la atmósfera.*

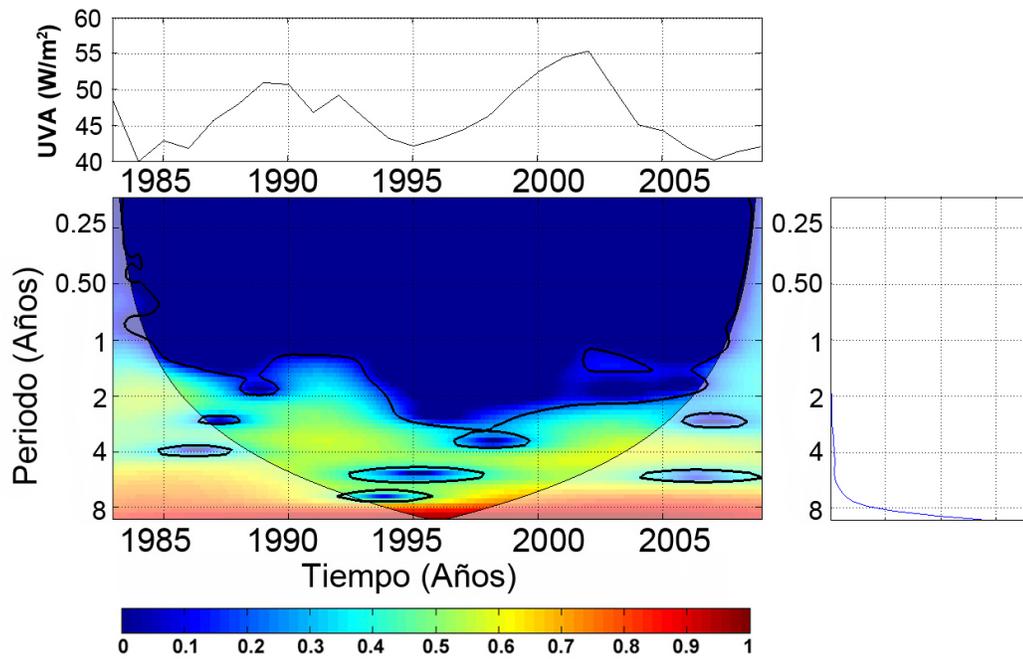


Figura 3.19: *Análisis de Ondeleta para la serie de UVA.*

Una vez obtenida la serie en el tope de la atmósfera se procedió a calcular la serie atenuada para la zona de interés o prístina. Se utilizó el modelo SBDART (*Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer*) el cuál se puede obtener en <http://arm.mrcsb.com/sbdart/html/>. El modelo fue diseñado para el análisis de transferencia radiativa en diferentes condiciones atmosféricas y para una amplia variedad de problemas de transferencia de radiación.

El programa se basa en una colección altamente desarrollada y fiable de modelos físicos. El SBDART se uso para calcular el flujo de radiación UVA a nivel del mar en la zona seleccionada. Para dicho cálculo se introdujeron parámetros específicos de la zona de estudio tanto climáticos como atmosféricos. En la figura 3.20 se puede observar el modelo en el sistema operativo grafico Windows, para el caso de los datos numéricos se utilizó un código FORTRAN en ambiente LINUX.

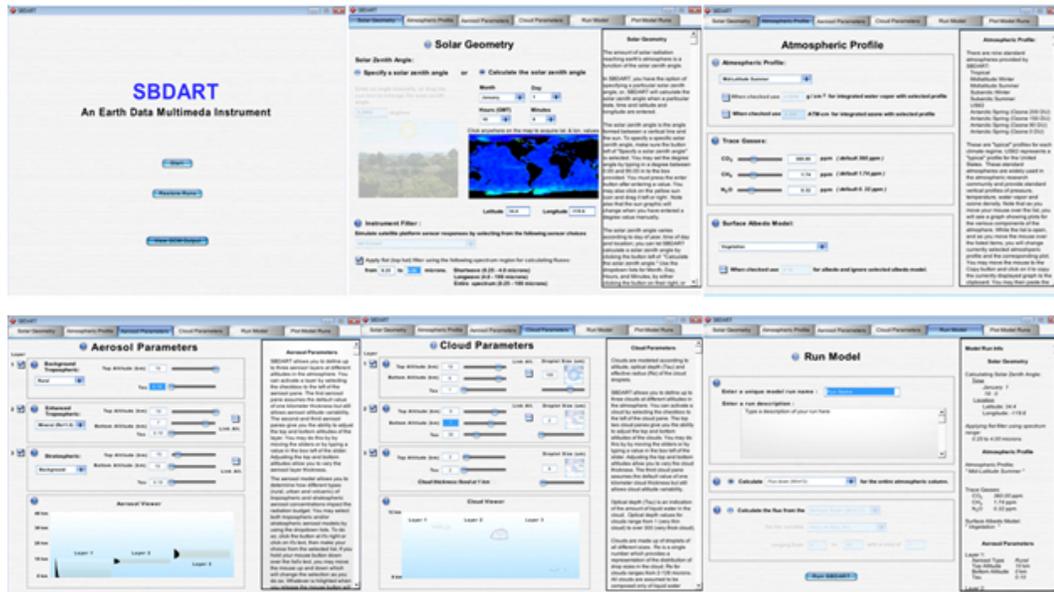


Figura 3.20: *Ambiente gráfico del modelo SBDART.*

La atenuación calculada por el modelo de la UVA a nivel del mar presentó un máximo de 5% aproximadamente debido a las condiciones atmosféricas y climáticas presentadas en la zona de estudio. En la figura 3.21 se observa la gráfica de la radiación atenuada y en el tope de la atmósfera, notándose la diferencia del 5% de atenuación, y en la figura 3.22 el análisis de ondeleta de la radiación atenuada. Nuevamente no se observan periodicidades significativas en el intervalo de tiempo del estudio.

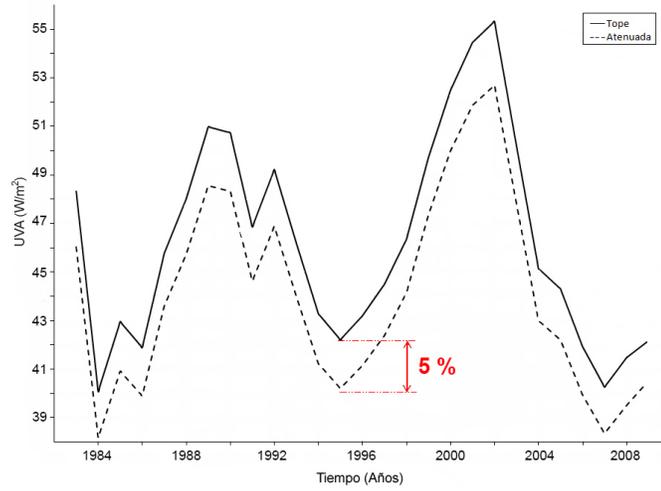


Figura 3.21: Comparación de las series de Radiación Solar Ultravioleta.

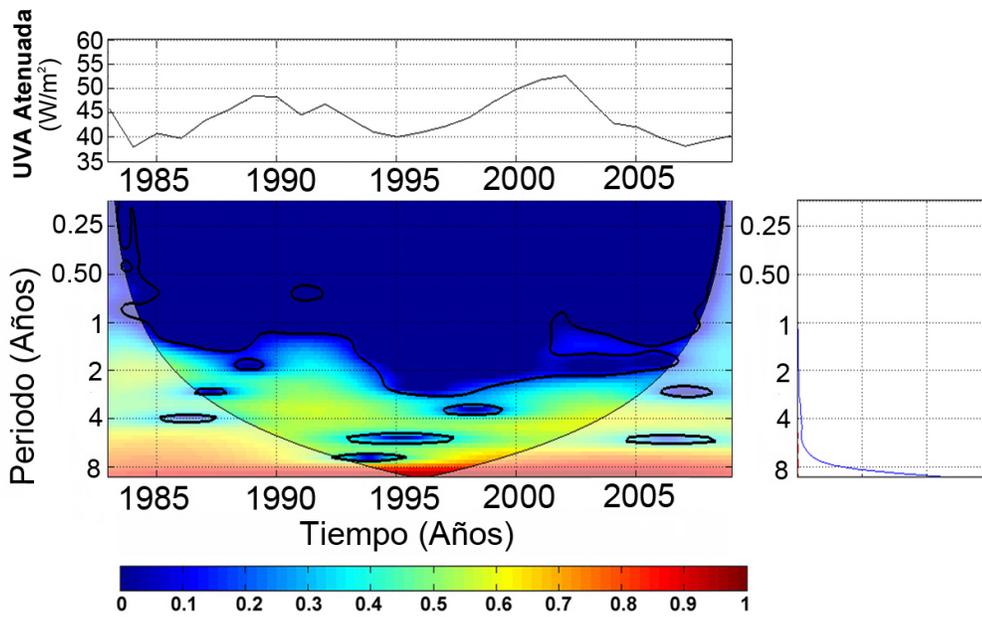


Figura 3.22: Análisis de Ondeleta para la serie de UVA Atenuada en la atmósfera.

3.1.4. Análisis y Resultados

Los resultados obtenidos con el análisis de Ondeleta y Fractal son presentados y discutidos en esta sección.

Espectro Global de Ondeleta

En el espectro global de ondeleta del DMS (Fig. 3.6) se observan periodicidades significativas en 1.2, 1.7, 3.5, 4.7 y 7.8 años. En el espectro global de la serie de SST (Fig. 3.11) las periodicidades significativas son 1, 3.9 y 8. En el espectro global de la serie de LCCIR (Fig. 3.13) se observan las periodicidades de 0.9, 1.9 y 5.1. En el espectro global de ondeleta de LCCVI-IR (Fig. 3.15) se observan periodicidades significativas en 0.9, 3 y 5 años. Se puede observar que las periodicidades para las nubes teniendo en cuenta las incertidumbres son muy parecidas.

Los espectros globales de ondeleta del UVA en las figuras 3.19 y 3.22 muestran que periodicidades menores a 11 años tienen significancia estadística baja, se observa que la significancia se eleva hacia periodicidades mayores a 8 años (probablemente se tenga un pico temporal en 11 años) pero el intervalo de la serie no permite ver más. Los resultados del método de ondeleta se muestran en la tabla 3.2 donde hay un resumen de las periodicidades encontradas en cada serie de tiempo analizada, así como la incertidumbre asociada.

Tabla 3.2 Resumen de periodicidades (Análisis de Ondeleta).

DMS	7.8 ± 0.3	4.7 ± 0.5	3.5 ± 0.3	1.7 ± 0.5	1.2 ± 0.1
SST	8 ± 0.85	3.9 ± 0.5	1 ± 0.2		
LCCIR	5.1 ± 0.8	1.9 ± 0.2	0.9 ± 0.3		
LCCVI-IR	5 ± 0.6	3 ± 0.4	0.9 ± 0.3		
UVAT	> 8 ± 3				
UVAA	> 8 ± 3				

Espectro de Coherencia

Al realizar el análisis del espectro de coherencia de ondeleta se presentan los resultados encontrados entre las series DMS-SST, DMS-LCCIR, DMS-LCCVI-IR y DMS-UVAT en un intervalo de tiempo de 1992 a 2008. El intervalo de tiempo fue cambiado debido a que la serie de DMS tiene una mayor cantidad de datos en este intervalo.

Para DMS-SST (figura 3.23) se nota una coherencia prominente y persistente en 4 años y una tendencia a estar en fase, también se observa otra coherencia en 2 años en fase. Para la serie de DMS-LCCIR (figura 3.24) se presenta una periodicidad de 5 años muy prominente con una tendencia a estar en anti-fase. También se observa una coherencia en 2 años fuera de fase. Para la serie de DMS-LCCVI-IR (figura 3.25) se observa una coherencia en 3 años la cual tiene una tendencia a estar fuera de fase, y otra de 5 años fuera de fase.

Las coherencias encontradas en LCCIR y LCCVI-IR son muy parecidas. Para la serie de DMS-UVAT (figura 3.26) se observa una coherencia muy persistente en 3 años pero no es muy prominente y se encuentra fuera de fase, de hecho, las coherencias más prominentes están entre 0.3 y 1.2 años, están muy localizadas en tiempo y tienden a estar en anti-fase. La coherencia en 1.2 años también se encuentra en anti-fase y no es muy prominente pero sí significativa. La serie de UVAA se omite debido a que son las mismas coherencias que las de la serie de DMS-UVAT y no hay cambios significativos en el análisis. Hay una predominancia de coherencias en las periodicidades entre 3 y 5 años. Las coherencias en periodicidades menores a 1 año pueden deberse a los fenómenos climáticos estacionales. La coherencia en 2 años se puede asociar con la Oscilación Cuasi-Bienal del Sur (QBO) en la estratósfera (*Holton et al., 1972; Dunkerton, 1997; Baldwin et al., 2001; Naujokat, 1986; Holton et al., 1980*) y con la actividad solar (*Kane, 2005*). Las coherencias en 3 y 4 años podrían estar relacionadas con la Oscilación del Sur El Niño (ENSO) (*Nuzhdina, 2002; Njau, 2006; Trenberth et al., 1997; Philander et al., 1990*) y el ciclo de manchas solares (*Polygiannakis et al., 2003*).

A pesar de que la zona de estudio no está localizada en las zonas de ENSO los efectos podrían estar presentes en los resultados obtenidos ya que es un evento climático de gran escala. Las coherencias en periodicidades de 5 años pueden ser un armónico del ciclo solar de 11 años (*Djurovic and Páquet, 1996*). Se observa una consistente correlación entre DMS y SST, y una anticorrelación entre DMS y UVA. La relación entre DMS y LCC es no lineal ya que las coherencias presentan periodicidades con fases no definidas. La anticorrelación entre DMS y UVA sugiere una interacción de retroalimentación positiva entre el DMS y la radiación solar como se discute en otros trabajos (*Larsen, 2005*) ó como se deduce de los resultados de otros trabajos (*Mendoza and Velasco, 2009; Lockwood, 2005; Kristjánsson et al., 2002*). En la tabla 3.3 se presenta un resumen de las periodicidades obtenidas, los años de duración y la fase.

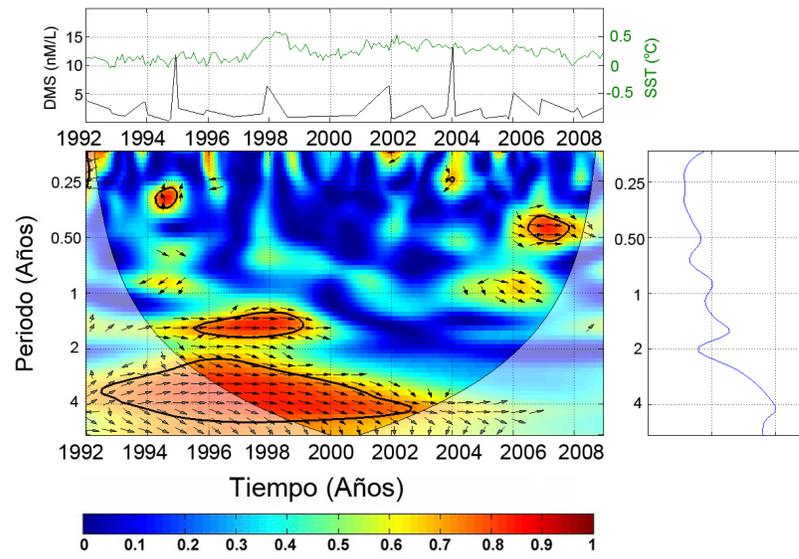


Figura 3.23: *Espectro de Coherencia para las series DMS-SST.*

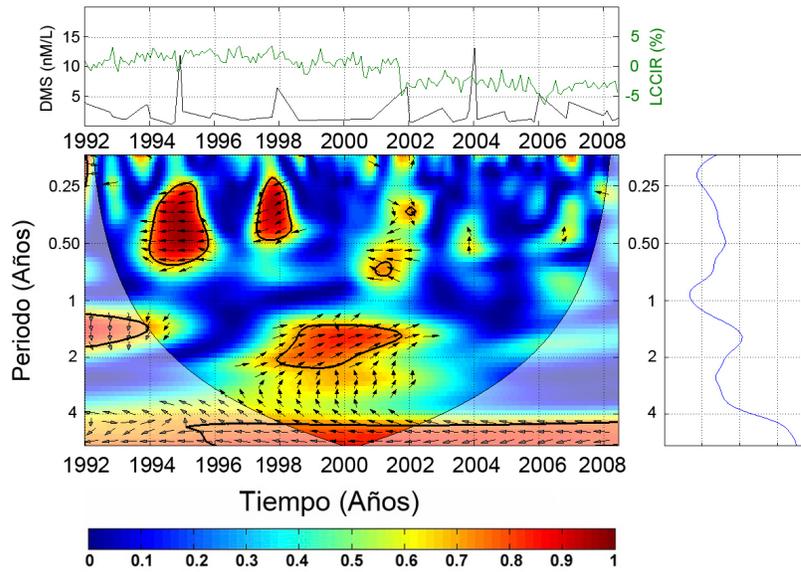


Figura 3.24: *Espectro de Coherencia para las series DMS-LCCIR.*

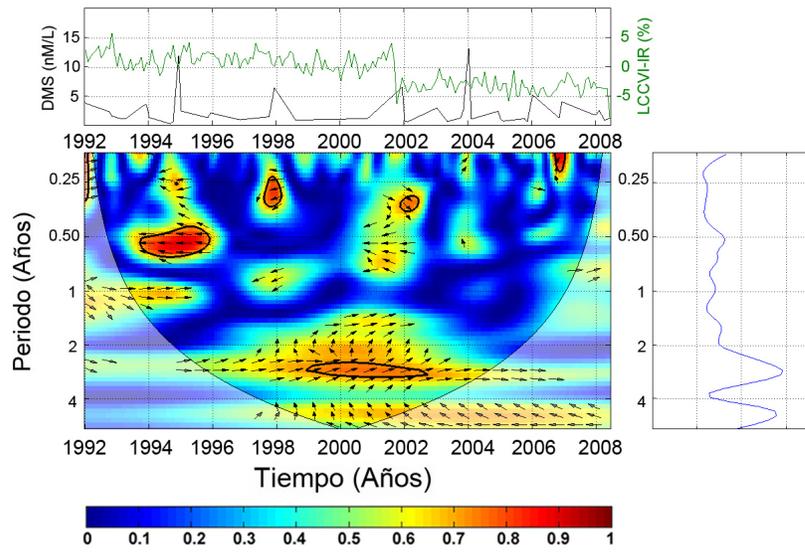


Figura 3.25: *Espectro de Coherencia para las series DMS-LCCVI-IR.*

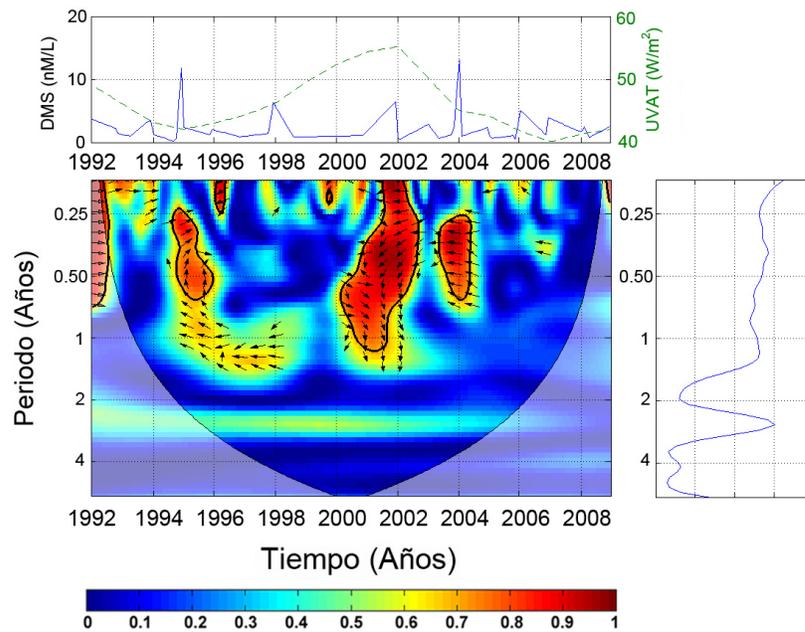


Figura 3.26: *Espectro de Coherencia para las series DMS-UVAT.*

Tabla 3.3 Resumen de periodicidades, años de duración y fase de las series analizadas.

Relación	Periodicidad	Año	Fase
DMS vs SST	0.3 ± 0.001	1994 – 1995	fuera de fase
	0.5 ± 0.03	2006 – 2008	fase
	0.8 ± 0.1	2004 – 2007	fuera de fase
	1.7 ± 0.2	1995 – 1999	fase
	4 ± 0.8	1995 – 2003	fase
DMS vs LCCIR	0.35 ± 0.001	1994 – 1996	anti-fase
		1997 – 1998	fuera de fase
	0.8 ± 0.002	2001 – 2002	fuera de fase
	1.7 ± 0.2	1997 – 2002	fuera de fase
DMS vs LCCVI-IR	0.3 ± 0.001	1997 – 1998	fuera de fase
	0.5 ± 0.03	1994 – 1996	anti-fase
	0.4 ± 0.02	2001 – 2002	fuera de fase
	1 ± 0.3	1993 – 1995	fase
		1997 – 1998	fuera de fase
	1.7 ± 0.2	1999 – 2002	cambiante
	3 ± 0.4	1999 – 2003	fuera de fase
	5 ± 0.5	1998 – 2003	fuera de fase
DMS vs UVAT	0.3 ± 0.001	1992 – 1993	fase
	0.4 ± 0.035	1994 – 1996	fuera de fase
		2003 – 2004	anti-fase
		2003 – 2005	anti-fase
	0.7 ± 0.002	2000 – 2003	anti-fase
	1.2 ± 0.01	1996 – 1997	anti-fase
		2000 – 2003	anti-fase
3 ± 0.3	1997 – 2002	fuera de fase	
DMS vs UVAA	0.3 ± 0.001	1992 – 1993	fase
	0.4 ± 0.035	1994 – 1996	fuera de fase
		2003 – 2004	anti-fase
		2003 – 2005	anti-fase
	0.7 ± 0.002	2000 – 2003	anti-fase
	1.2 ± 0.01	1996 – 1997	anti-fase
2000 – 2003		anti-fase	
3 ± 0.3	1997 – 2002	fuera de fase	

Análisis Fractal

Se realizó un análisis no lineal de los datos de las series de DMS, SST, LCCIR, LCCVI-IR, UVA en el tope de la atmósfera (UVAT) y UVA en la superficie (UVAA). Para ello se utilizó el método de Espectro de Potencias debido a su mayor exactitud para los cálculos que se requieren (Dimensión Fractal y Exponente de Hurst) y que nos da la información de cómo está distribuida la potencia o la energía en los trazos auto-afines de las señales sobre las diferentes frecuencias de su espectro.

En el análisis de las series se obtuvo la dimensión fractal, el valor del exponente de Hurst y la desviación estándar, así como las frecuencias más significativas de cada serie. Las series mencionadas anteriormente se analizaron mensualmente en el intervalo de tiempo ya definido con anterioridad (1983-2008).

Para poder realizar el cálculo de las frecuencias en las gráficas obtenidas primero se obtuvo la probabilidad de encontrar ese valor en la serie de datos utilizada (dicho valor lo da el programa), que es la probabilidad total, y posteriormente el valor obtenido se dividió entre la resolución de los datos que en este caso es entre 12 debido a que son mensuales. Los valores de las frecuencias son en años. La tendencia lineal se elimina en las gráficas y la línea de ajuste se usa para estimar la dimensión fractal.

Para la serie mensual de concentraciones de DMS se observa en la figura 3.27 la gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia. La dimensión fractal calculada es de $D_{s_{DMS}}=1.032$ y el exponente de Hurst es de $H=0.968$.

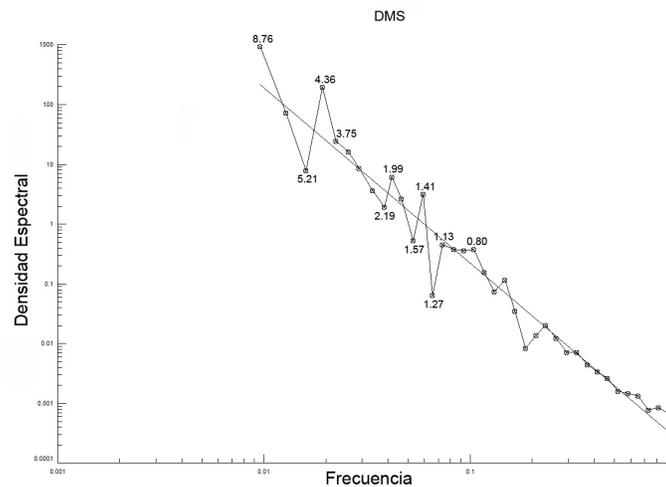


Figura 3.27: Gráfica de la densidad espectral para la serie de DMS.

Para la serie de SST la dimensión fractal fue de $D_{s_{SST}}=1.366$ y el exponente de Hurst de $H=0.634$. La gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia para la serie mensual de SST se presenta en la figura 3.28.

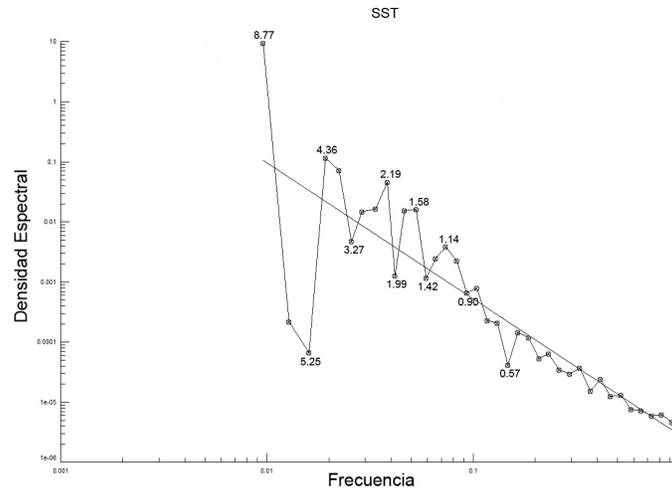


Figura 3.28: *Gráfica de la densidad espectral para la serie de SST.*

Para la serie mensual de LCCIR la dimensión fractal fue de $D_{s_{LCCIR}}=1.369$ y el exponente de Hurst de $H=0.631$. La gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia se puede observar en la figura 3.29. Para la serie de LCCVI-IR la dimensión fractal fue de $D_{s_{LCCVI-IR}}=1.363$ y el exponente de Hurst de $H=0.637$. La gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia aparece en la figura 3.30.

Para la serie de UVAT la dimensión fractal fue de $D_{s_{UVAT}}=1.531$ y el exponente de Hurst de $H=0.469$. La gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia para la serie mensual de UVAT de la zona estudiada se puede observar en la figura 3.31. Para la serie de UVAA la dimensión fractal fue de $D_{s_{UVAA}}=1.532$ y el exponente de Hurst de $H=0.468$. La gráfica de la densidad del espectro de potencia como una función de la frecuencia se puede observar en la figura 3.32.

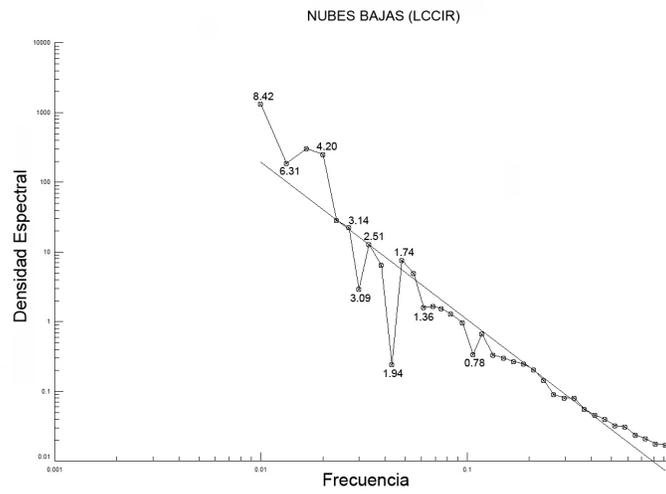


Figura 3.29: *Gráfica de la densidad espectral para la serie de LCCIR.*

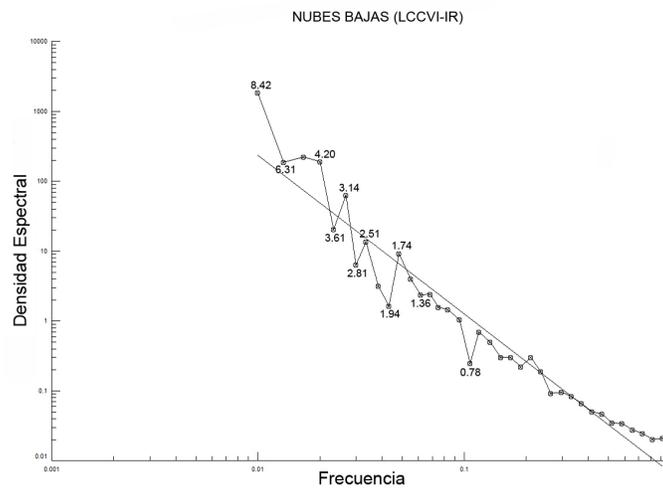


Figura 3.30: *Gráfica de la densidad espectral para la serie de LCCVI-IR.*

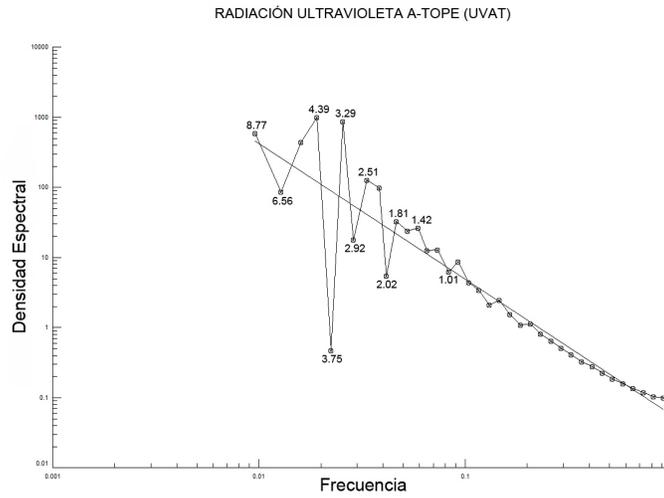


Figura 3.31: *Gráfica de la densidad espectral para la serie de UVAT.*

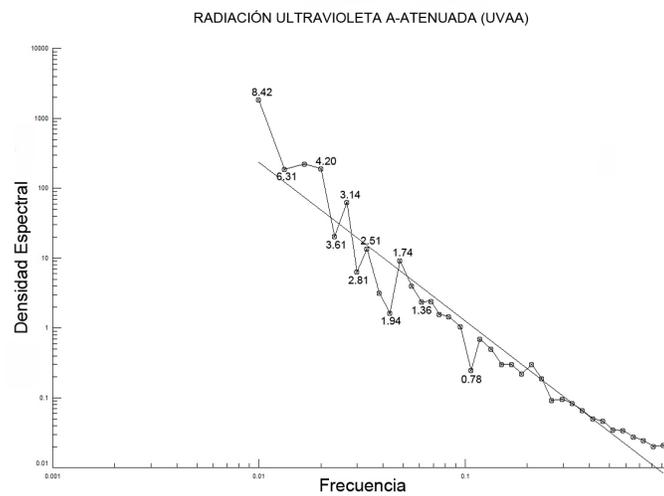


Figura 3.32: *Gráfica de la densidad espectral para la serie de UVAA.*

El Exponente de Hurst de una serie descrito en la sección 3.1.2, se puede interpretar también como un número que indica el grado de influencia del presente sobre el futuro (predictibilidad de la serie). Los valores del exponente van de 0 a 1, indicando si la serie es aleatoria ($H \sim 0.5$), antipersistente ($H < 0.5$) o persistente ($H > 0.5$). Si es aleatoria no será factible realizar una predicción a futuro. Si es antipersistente significa que hay una correlación negativa entre las series, no se pueden hacer predicciones, y no existe una influencia del presente sobre el futuro. Si es persistente significa que hay una correlación positiva entre las series, este tipo de series de tiempo son abundantes en la naturaleza, por tanto se pueden hacer predicciones sobre la serie y existe una probabilidad del 70 % de que se exhiba la misma tendencia a futuro. Al ser una serie de tiempo persistente en la terminología de Hurst dará como resultado una línea más suave (con menos picos).

Basándonos en estos criterios, las series de DMS, SST, LCCIR y LCCVI-IR son series fractales ya que pueden describirse por el movimiento Browniano fraccionario. En el movimiento Browniano fraccionario hay una correlación de eventos en distintas escalas de tiempo. En términos prácticos, el análisis fractal de las series anteriores contribuye a la estimación y cuantificación de eventos climáticos asociados a la actividad solar y la biota terrestre, independientemente de su escala de tiempo. Las series de UVA no son series fractales ya que son antipersistentes y no se pueden describir por el movimiento browniano fraccionario. Esto puede ser debido al corto intervalo de tiempo de las mismas. En la tabla 3.4 se observa el resumen de las series y de sus dimensiones fractales, así como el valor del exponente de Hurst. En la tabla 3.5 se observan las frecuencias obtenidas de las series. En la tabla 3.6 se observa la comparación de las periodicidades similares encontradas para cada serie con el método de ondeleta y con el método fractal.

Tabla 3.4 Dimensión Fractal y Exponente de Hurst.

Serie	Dimensión Fractal	Exponente de Hurst	
DMS	1.032	0.968	Persistente
SST	1.366	0.634	Persistente
LCCIR	1.369	0.631	Persistente
LCCVI-IR	1.363	0.637	Persistente
UVAT	1.531	0.469	Antipersistente
UVAA	1.532	0.468	Antipersistente

Tabla 3.5 Periodicidades significativas de cada serie.

DMS	SST	LCCIR	LCCVI-IR	UVAT	UVAA
8.76	8.77	8.42	8.42	8.77	8.77
5.21	5.25	6.31	6.31	6.56	6.56
4.36	4.36	4.20	4.20	4.39	4.36
3.75	3.27	3.14	3.61	3.75	3.73
2.19	2.19	3.09	3.14	3.29	3.27
1.99	1.99	2.51	2.81	2.92	2.90
1.57	1.58	1.94	2.51	2.51	2.50
1.41	1.42	1.74	1.94	2.02	2.01
1.27	1.14	1.36	1.74	1.81	1.80
1.13	0.90	0.78	1.36	1.42	1.42
0.80	0.57		0.78	1.01	1.01

Tabla 3.6 Comparación de periodicidades similares con diferentes métodos.

Serie	Análisis Ondeleta	Análisis Fractal
DMS	7.8 ± 0.3	--
	4.7 ± 0.5	4.36
	3.5 ± 0.3	3.75
	1.7 ± 0.5	1.99, 1.57, 1.41
	1.2 ± 0.1	1.27
SST	8 ± 0.85	8.77
	3.9 ± 0.5	4.36
	1 ± 0.2	1.14, 0.90
LCCIR	5.1 ± 0.8	4.20
	1.9 ± 0.2	1.94
	0.9 ± 0.3	0.78
LCCVI-IR	5 ± 0.6	4.20
	3 ± 0.4	3.14
	0.9 ± 0.3	0.78
UVAT	8	8.77
UVAA	8	8.42

3.1.5. Conclusiones del estudio I

Conclusiones Ondeleta

- El análisis de ondeleta presentó periodicidades similares en las series analizadas.
- Para el caso de la serie de UVA los resultados obtenidos no son del todo claros, esto es debido al corto intervalo de la serie de tiempo.
- Existe una predominancia en la periodicidad de 2 años o cuasi-bienal en todas las series, tomando en cuenta la incertidumbre asociada.
- Se encontraron periodicidades de ~ 5 y ~ 6 años en muy pocos de los casos.
- Los análisis presentan periodicidades menores a 1 año debido al número de datos en la serie. Estas periodicidades pueden ser debidas a los fenómenos climáticos estacionales en la región de estudio.
- Las periodicidad de 2 años se puede asociar a la Oscilación Cuasi-Bienal del Sur (QBO) en la estratósfera y a las variaciones de término medio de la actividad solar.
- Las periodicidades de 5 y 6 años se pueden asociar también a la actividad solar y al ciclo de manchas solares.
- Las periodicidades de 3 y 4 años podrían estar relacionadas a la Oscilación del Sur El Niño (ENSO). A pesar de que la zona de estudio no se localiza en las zonas de ENSO, los efectos podrían estar presentes en los resultados obtenidos.
- Se encontró una correlación entre las series DMS-SST, una anticorrelación entre DMS-UVA y una relación principalmente no lineal entre DMS-LCCIR y DMS-LCCVI-IR.
- Las periodicidades entre DMS y LCC presentan fases no definidas, se observa una relación no lineal en el rango de tiempo analizado, pero debido al corto intervalo de tiempo de las series esta relación no se puede comprobar con exactitud.

Conclusiones Fractal

- El análisis fractal corrobora las periodicidades obtenidas con el análisis de ondeleta y podría contribuir a la predictibilidad de las series.
- La relación entre DMS, SST y LCC fueron las más persistentes y con mayores intervalos de tiempo de duración.
- Las series de DMS, SST, LCCIR y LCCVI-IR son series fractales ya que pueden describirse por el movimiento browniano fraccionario.
- Las series de UVA no son series fractales ya que son antipersistentes y no se pueden describir por el movimiento browniano fraccionario. Esto puede ser debido al corto intervalo de tiempo de las mismas.

3.2. Estudio II

Al concluir el estudio I se analizaron los posibles errores que se tuvieron en dicho estudio y por los cuales no fueron claros los resultados obtenidos. Se procedió a realizar un segundo estudio con las consideraciones y correcciones que consideramos más pertinentes. El propósito del presente estudio fue el de examinar en un lugar seleccionado del hemisferio sur, y en escalas de tiempo más cortas que el ciclo solar, la relación entre DMS-Clima y DMS-Fenómenos Solares, a través de UVA. En el presente estudio se consideraron las zonas con mayor concentración de DMS, restringiendo las series no solo en latitud si no en longitud y se amplió la zona de estudio. Se realizó únicamente el análisis de ondeleta y se utilizó otra serie exógena (TSI) junto con la de UVA. Nos limitamos a analizar la posibilidad de que la radiación solar influya en el clima de la Tierra en periodos de tiempo menores que el ciclo solar de 11 años.

3.2.1. Región de Estudio y Datos

El análisis de datos se desarrolló para una zona en el hemisferio sur comprendida entre 40-75 S latitud y 150W-155E longitud. Considerando la abundancia de clorofila por regiones, esta zona incluye a las provincias biogeoquímicas *ANTA*, *APLR*, *CHIL*, *FKLD*, *SANT* y *SSTC* (Longhurst, 1995). La serie de datos de DMS y SST son diferente a las utilizadas en el estudio anterior. En el caso del DMS fue debido a que la zona de estudio es diferente. La serie de SST fue tomada de *NOAA-Earth System Research Laboratory* (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/timeseries/timeseries1.pl>). Las series LCC y UVA son las mismas, se agregó la serie de Irradiancia Solar Total (TSI) tomada de *Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos-World Radiation Center* (<ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/data/irradiance/composite/DataPlots/>) (Fröhlich, 2009).

3.2.2. Análisis y Resultados

Los resultados obtenidos con el análisis de ondeleta se presentan y discuten en esta sección.

Espectro Global de Ondeleta

El espectro global de ondeleta del DMS (Fig 3.33) muestra periodicidades significativas en ~ 2 y 4 años. El espectro global de ondeleta de SST (Fig 3.34) muestra solo una periodicidad cerca de 1 año. El espectro global de ondeleta de LCCIR (fig 3.35) presenta periodicidades significantes en $\sim 0.6, 1.5, 2$ y 8 años. El espectro global de ondeleta de LCCVIS-IR (fig 3.36) tiene periodicidades en $\sim 0.6, 1, 4.4$ y 8 años. El espectro global de ondeleta de UVA y TSI (Fig 3.37 y 3.38) muestra que periodicidades mayores a 8 años tienen la mayor potencia, sin embargo, su significancia estadística es baja y están parcialmente fuera del COI debido al intervalo de tiempo. En la tabla 3.7 se presenta un resumen de los resultados del método de ondeleta.

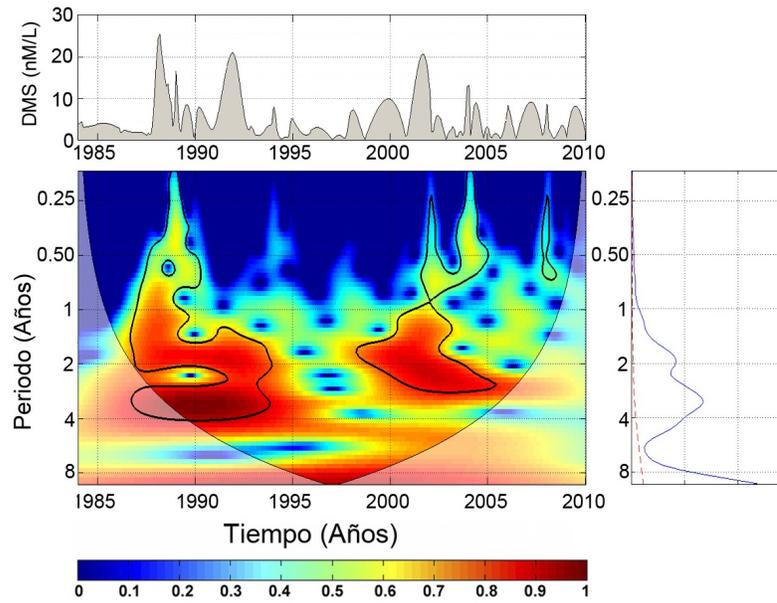


Figura 3.33: *Análisis de Ondeleta para la serie de DMS.*

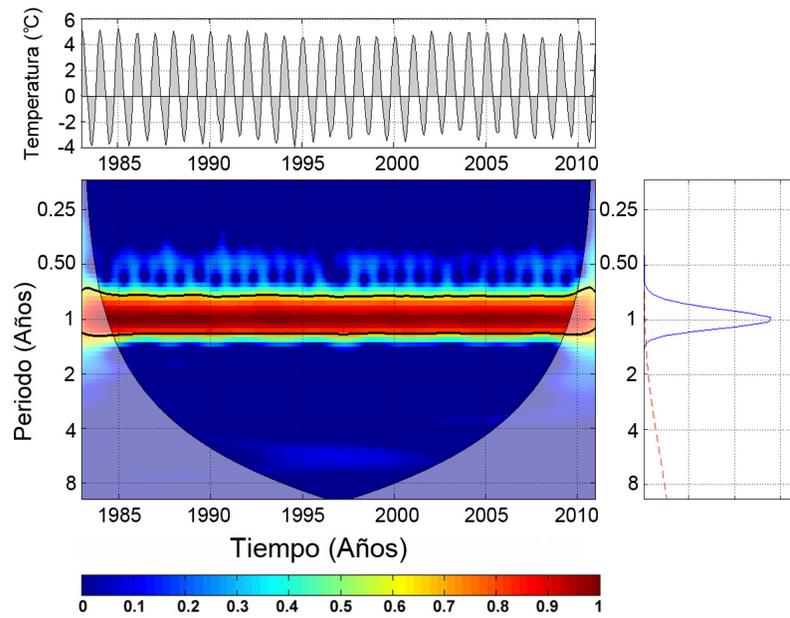


Figura 3.34: *Análisis de Ondeleta para la serie de SST.*

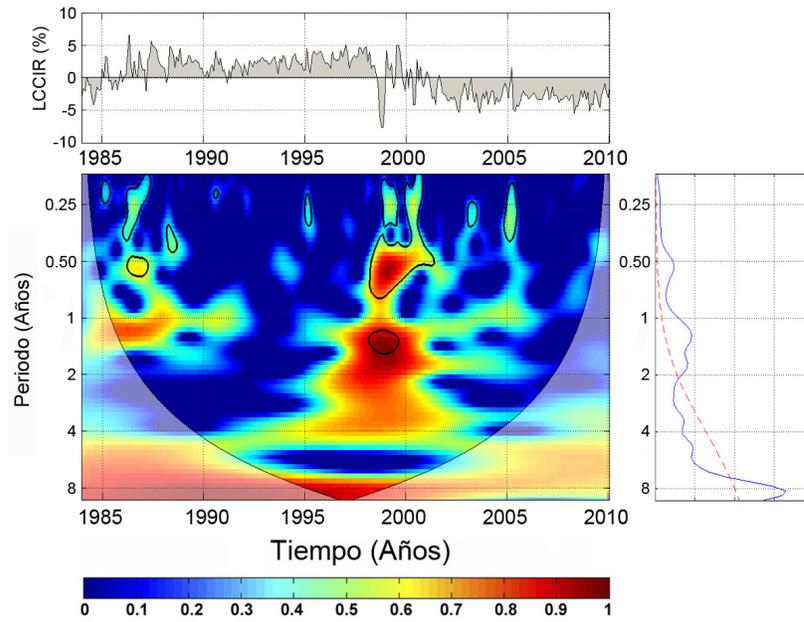


Figura 3.35: *Análisis de Ondelela para la serie de LCCIR.*

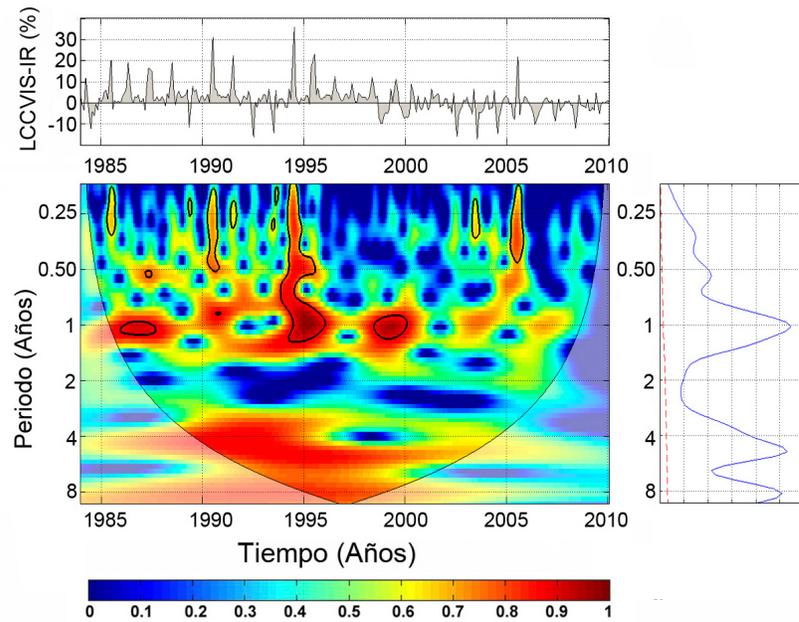


Figura 3.36: *Análisis de Ondelela para la serie de LCCVIS-IR.*

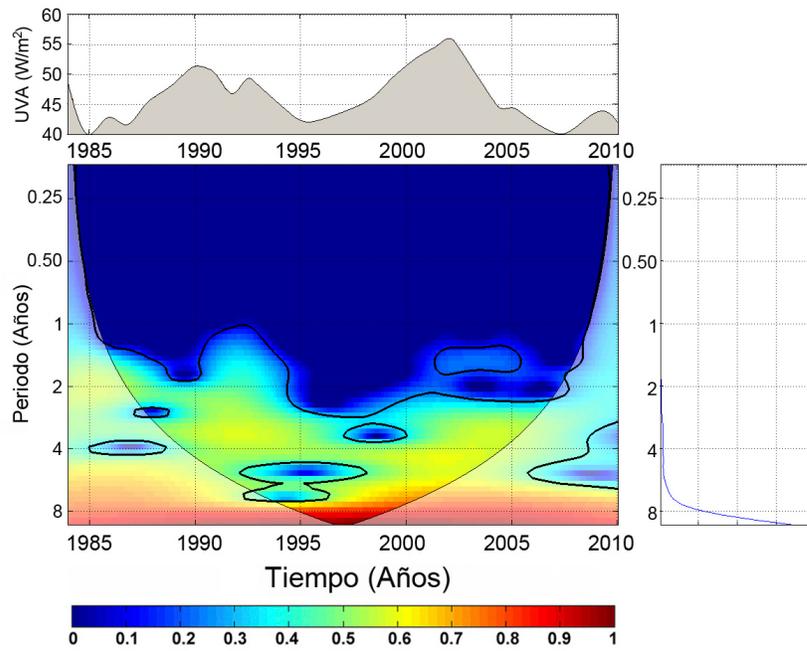


Figura 3.37: *Análisis de Ondeleta para la serie de UVA.*

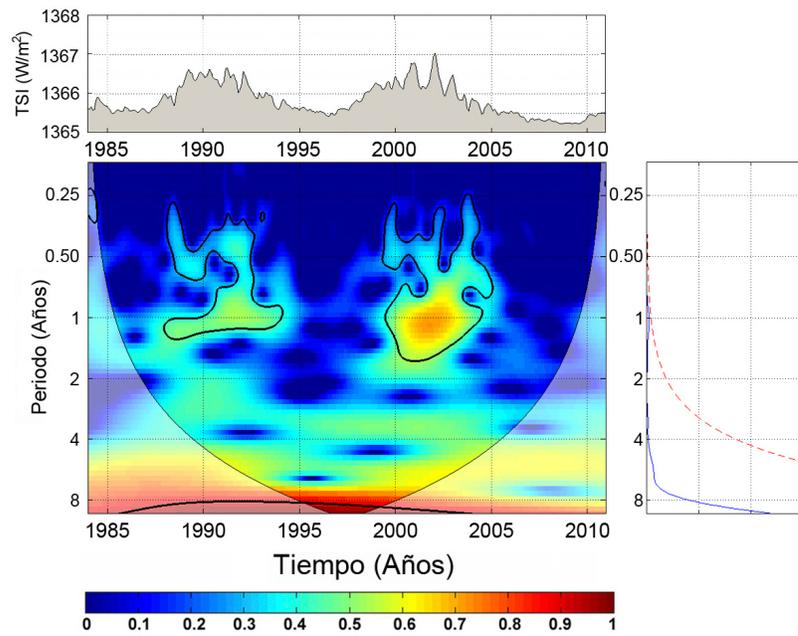


Figura 3.38: *Análisis de Ondeleta para la serie de TSI.*

Tabla 3.7 Resumen de las periodicidades significativas y años de duración.

Periodicidad (Años)	Año
DMS	
1.8 ± 0.2	1988-1994 1998-2003
3.7 ± 0.4	1988-1994 2001-2006
SST	
1 ± 0.5	1983-2010
LCCIR	
0.6 ± 0.1	1986-1987 1998-2002
1.5 ± 0.2	1998-1999
1.8 ± 0.1	1996-2002
3.5 ± 0.1	1995-2002
4.5 ± 0.1	1993-2003
8.2 ± 0.8	1994-1999
LCCVIS-IR	
0.6 ± 0.1	1987-1988 1994-1996
1 ± 0.5	1986-1988 1994-1996 1998-2000
4.4 ± 0.8	1990-2000
8.2 ± 0.3	1995-1999
UVA	
8 ± 3	1995-1999
TSI	
8 ± 3	1995-1999

Espectro de Coherencia

Al realizar el análisis del espectro de coherencia de ondeleta se presentan los resultados encontrados entre las series DMS-SST, DMS-LCCIR, DMS-LCCVIS-IR, DMS-UVA y DMS-TSI.

La figura 3.39 muestra que la coherencia entre las series de tiempo del DMS-SST es alta, persistente y prominente en ~ 1 año y tiende a estar en fase, por otra parte, las periodicidades de $\sim 0.4, 2$ y ~ 4 años, también notables en la coherencia, se encuentran principalmente en fase. Las coherencias entre DMS-LCCIR y DMS-LCCVIS-IR se muestran en las figuras 3.40 y 3.41, no muestran una fase definida. La figura 3.42 muestra las coherencias entre DMS-UVA, las coherencias más persistentes y prominentes están en $\sim 0.5, 1$ y 3 años y tienden a estar en anti-fase, mientras que la coherencia de 8 años está en fase. La figura 3.43 muestra las coherencias entre DMS-TSI, se observa una coherencia más persistente y prominente en ~ 2 años y con una tendencia a estar en fase, por otra parte, las coherencias persistentes en ~ 0.4 y 1 años están fuera de fase y la de 8 años está en fase.

Las periodicidades más cortas que 1 año pueden ser debido a eventos climáticos estacionales. La periodicidad de ~ 2 puede estar asociada con la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) en la estratósfera (*Holton et al., 1972; Dunkerton, 1997; Baldwin et al., 2001; Naujokat, 1986; Holton et al., 1980*) y con la actividad solar (*Kane, 2005*). Las periodicidades de ~ 3 y 4 años podrían estar relacionadas con el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) (*Nuzhdina, 2002; Njau, 2006*) y al ciclo solar de manchas solares (*Polygiannakis et al., 2003*). Las periodicidades de ~ 5 años pueden ser un armónico del ciclo solar de 11 años (*Djurovic and Páquet, 1996*) y la periodicidad de ~ 8 años podría estar relacionada con el ciclo de manchas solares de 11 años (teniendo en cuenta las incertidumbres).

En resumen, nuestros resultados indican una consistente correlación entre DMS y SST, y una anti-correlación entre DMS y UVA. Entre DMS y TSI notamos principalmente una situación fuera de fase que implica una relación no lineal. La relación entre DMS, LCCIR y LCCVIS-IR presenta fases no definidas que indican que la relación es también no lineal. La anti-correlación entre UVA y DMS indica una interacción de retroalimentación positiva, como se discute en otros trabajos (*Larsen, 2005*) o como se deduce de los resultados de otros trabajos (*Mendoza and Velasco, 2009; Lockwood, 2005; Kristjánsson et al., 2002*). Los resultados del análisis de coherencia de ondeleta se muestra en la tabla 3.8, y donde se presenta el análisis de coherencia entre DMS-SST, DMS-LCC-IR, DMS-LCCVIS-IR, DMS-UVA y DMS-TSI respectivamente.

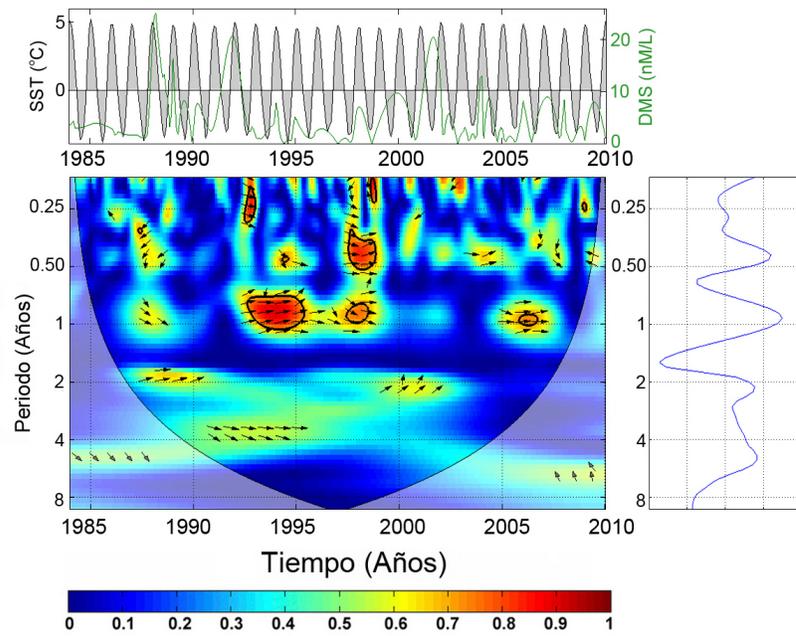


Figura 3.39: *Espectro de Coherencia para las series DMS-SST.*

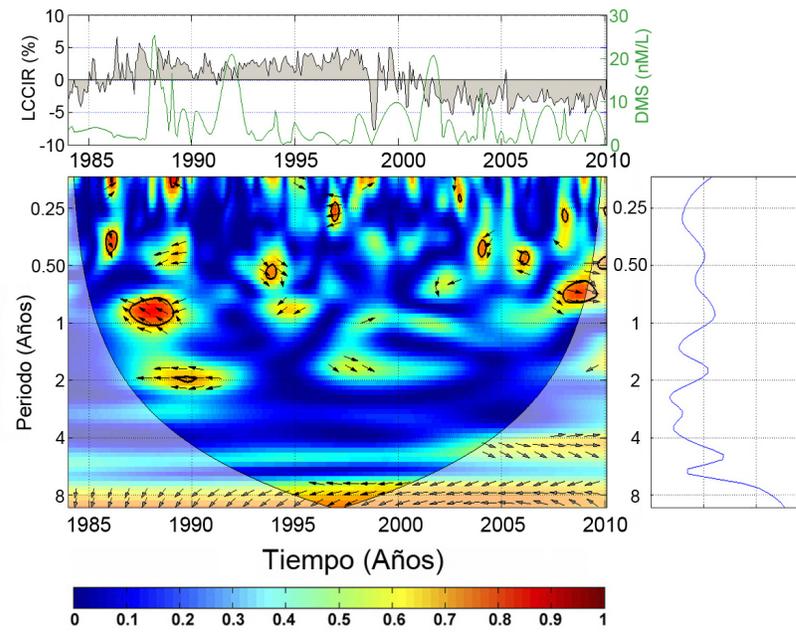


Figura 3.40: *Espectro de Coherencia para las series DMS-LCCIR.*

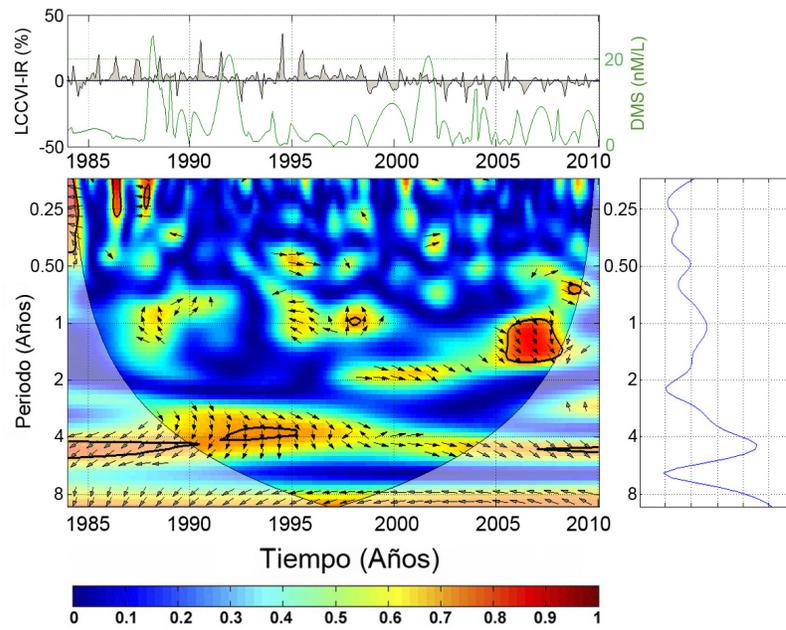


Figura 3.41: *Espectro de Coherencia para las series DMS-LCCVIS-IR.*

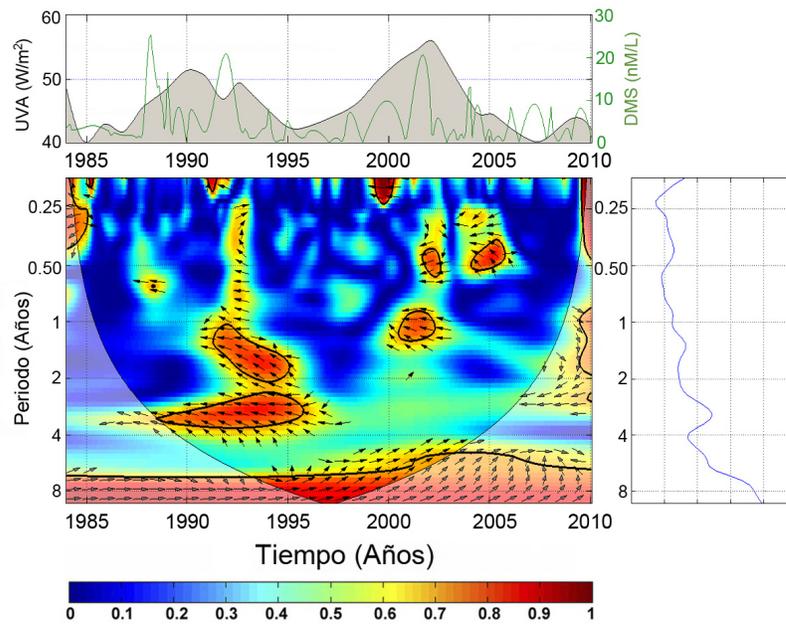


Figura 3.42: *Espectro de Coherencia para las series DMS-UVA.*

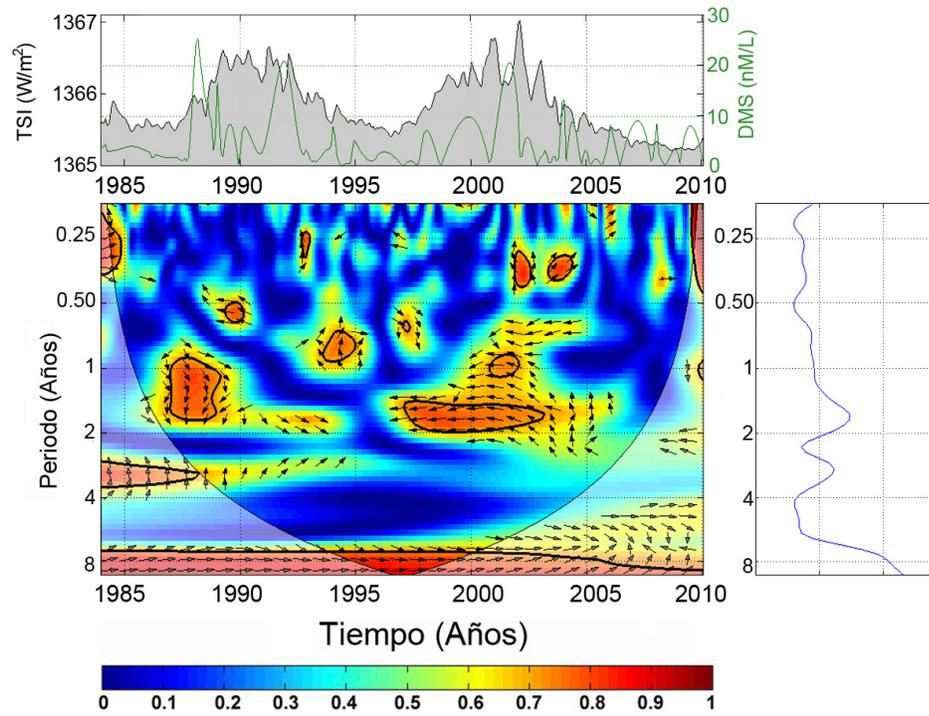


Figura 3.43: *Espectro de Coherencia para las series DMS-TSI.*

Tabla 3.8 Resumen de las periodicidades significativas y años de duración.

Relación	Periodicidad	Año	Fase
DMS vs SST	0.4 ± 0.1	1987 - 1989	fuera de fase
		1994 - 1996	fase
		1997 - 1999	fase
		2003 - 2005	fase
		2006 - 2008	fuera de fase
	0.9 ± 0.2	1986 - 1989	fase
		1992 - 1996	fase
		1996 - 1999	fase
		2004 - 2008	fase
	2 ± 0.1	1987 - 1991	fase
	1999 - 2003	cambiante	
4.4 ± 0.3	1990 - 1996	fase	
DMS vs LCCIR	0.4 ± 0.1	1986 - 1987	fuera de fase
		1988 - 1993	anti-fase
		2003 - 2004	cambiante
		2005 - 2007	anti-fase
	0.8 ± 0.3	1987 - 1990	anti-fase
		1994 - 1996	fuera de fase
		2007 - 2009	fase
	1.9 ± 0.2	1987 - 1992	anti-fase
		1996 - 2000	fuera de fase
	3.2 ± 0.1	1991 - 2004	Fase
5 ± 0.1	1994 - 2001	anti-fase	
8 ± 3	1995 - 2000	anti-fase	
DMS vs LCCVI-IR	0.5 ± 0.1	1994 - 1996	Fase
		1997 - 1998	fuera de fase
	1 ± 0.2	1987 - 1992	cambiante
		1993 - 2000	cambiante
		2005 - 2008	fuera de fase
5 ± 1	1990 - 2004	cambiante	
8 ± 3	1995 - 2000	anti-fase	
DMS vs UVA	0.5 ± 0.1	2001 - 2003	anti-fase
		2004 - 2007	anti-fase
	1.3 ± 0.1	1991 - 1996	anti-fase
		1999 - 2003	anti-fase
	3 ± 0.9	1989 - 1997	anti-fase
8 ± 3	1994 - 2003	fase	
DMS vs TSI	0.4 ± 0.1	2002 - 2003	fuera de fase
		2003 - 2005	fuera de fase
	0.7 ± 0.3	1992 - 1996	fuera de fase
		1997 - 1998	fuera de fase
	1.7 ± 0.3	1986 - 1990	fuera de fase
		1991 - 1994	fase
		1996 - 2003	fase
8 ± 3	1994 - 2000	fase	

3.2.3. Conclusiones Estudio II

Se estudió la relación entre DMS, SST, LCCIR, LCCVIS-IR, UVA y TSI usando el método de ondeleta. Encontramos periodicidades que coinciden con las de eventos climáticos de gran escala y/o de la actividad solar. Las periodicidades de ~ 2 pueden estar asociadas con la Oscilación Cuasi-Bienal (QBO) en la estratósfera, las periodicidades de ~ 3 y 4 años podrían estar relacionadas con ENSO debido a que se observa una anticorrelación entre el Índice Multivariado del ENSO y el DMS. Se considera la influencia de ENSO debido a que es un evento climático de gran escala el cual genera un calentamiento en la temperatura del océano y esto provoca bajas concentraciones de nutrientes y de clorofila, por consiguiente las concentraciones de DMS disminuyen. Las periodicidades de ~ 5 años pueden estar asociadas a la actividad solar. Se encontró una correlación predominante entre DMS-SST, y una anti-correlación entre DMS-UVA. Las relaciones entre DMS-TSI y DMS-LCC presentan una relación no lineal quizás debida al corto intervalo de tiempo de las series. La longitud temporal de las series sólo nos permitió analizar periodicidades menores a 11 años. Nuestros resultados implican una interacción de retroalimentación positiva entre el DMS y la radiación solar.

3.2.4. Conclusiones Finales

En el presente trabajo se estudió la relación entre el Dimetilsulfuro y diferentes series terrestres y exógenas. Se encontró que las series analizadas en ambos estudios presentan diferentes periodicidades que pueden ser asociadas con eventos climáticos de gran escala y/o con la actividad solar principalmente con el ciclo de 11 años. Para las series analizadas el mecanismo climático de retroalimentación queda de la siguiente manera: UVA \uparrow DMS \downarrow LCC \downarrow SST \uparrow . Por lo cual nuestros resultados sugieren una retroalimentación positiva entre Dimetilsulfuro, Radiación Solar, Nubes Bajas y Temperatura Oceánica.

3.2.5. Trabajo a Futuro

Como proyecto a futuro se puede realizar un estudio en el Hemisferio Norte entre el DMS, Nubes Bajas y Radiación Solar, considerando en dicho estudio la parte antropogénica. Los resultados obtenidos se podrían comparar con los del Hemisferio Sur para analizar el mecanismo de retroalimentación entre las variables involucradas, así como cuantificar la influencia de la parte antropogénica. Otro proyecto a futuro es estudiar si las nubes medias tienen alguna relación con las emisiones de DMS a la atmósfera; Sería de gran importancia estudiar el mecanismo de retroalimentación climática considerando nubes medias y bajas en ambos hemisferios así como en el ecuador.

Bibliografía

- Allan, R. J., Lindesay, J. A., Parker, D. E., 1996. *El Niño-Southern Oscillation and Climatic Variability*, CSIRO Publishing: Collingwood, Victoria.
- Baldwin, M. P., Gray, L. J., Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B., Kinnersley, J. S., Marquardt, C., Sato, K., Takahashi, M., 2001, *The Quasi-Biennial Oscillation*, Reviews of Geophysics, Vol. 39, Num. 2, 179-229.
- Barber, R. T., Chavez, F. P., 1983, *Biological consequences of El Niño*, Science 222, 1203-1210.
- Barber R., Chavez, F., 1986, *Ocean variability in relation to living resources during the 1982-83 El Niño*, Nature, 319, 279-285.
- Bates, T. S., Kiene, R., Wolfe, G., Matrai, P., Chavez, F., Buck, K., Blomquist, B., Cuhel, R., 1994, *The cycling of sulfur in surface seawater of the northeast Pacific*, J. Geophys. Res., 99, 7, 835, 843.
- Bates, T., Quinn, P., 1997, *Dimethylsulfide(DMS) in the equatorial Pacific Ocean (1982 to 1996): Evidence of a climate feedback*, Geophys. Res. Lett., 24, 861-864.
- Benestad, R. E., 2002, *Empirically downscaled multi-model ensemble temperature and precipitation scenarios for Norway*, J. Clim.,15, 3008-3027.
- Benestad, R. E., 2006, *Solar Activity and Earth's Climate*, Springer.
- Berger, M., *Oceanography*, San Francisco, W. H. Freeman and Company, 1973.
- Bjerknes, J., 1969, *Atmospheric Teleconnections from the Equatorial PACIFIC-1*, Monthly Weather Review, Vol. 97, 3, 163.
- Cane, M. A., Eshel, G., Buckland, R. W., 1994, *Forecasting Zimbabwean maize yield using eastern equatorial Pacific sea surface temperature*, Nature, Vol. 370, 6486, 204-205.
- Cantin, G., Lavasseur, M., Gossclin, M., Michaud, S., 1996, *Role of zooplankton in the mesoscale distribution of surface dimethylsulfide concentrations in the Gulf of St., Lawrence, Canada*, Ma. Ecol. Prog. Ser. 141: 103-117.
- Chamberlin, W. S., Dickey, T. D., *Exploring the World Ocean*, McGraw-Hill College, 2005.
- Charlson, R. J., Lovelock, J. E., Andreae, M. O., Warren, S. G., 1987, *Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate: a geophysiological feedback*, Nature 326, 655-661.
- Chávez, G., *Elementos de oceanografía*, México, Comp. Edit. Continental, 1975.

- Chen, T., Rossow, B. W., Zhang, Y., 1999, *Radiative effects of Cloud-Type variations*, Journal of climate Vol.13.
- Cuxart, J., Morales, G., Terradellas, E., Yagüe, C., *Study of coherent structures and estimation of the pressure transport terms for the nocturnal stable boundary layer*, Boundary-Layer Meteorol., 105, 305-328, 2002.
- Dacey, J. W., Wakeham, S. G., 1986, *Oceanic dimethylsulfide: production during zooplankton grazing on phytoplankton*, Science, 233:1314-1316.
- DeCastro, M., Gómez-Gesteira, M., Álvarez, I., Gesteira, J., 2009, *Present warming within the context of cooling-warming cycles observed since 1854 in the Bay of Biscay*, Cont. Shelf Res., 29, 8, 1053-1059.
- DeLand, M. T., Cebula, R. P., 2008, *Creation of a composite solar ultraviolet irradiance data set*, J. Geophys. Res. 113, A11103.
- Djurovic, D., Páquet, P., 1996, *The common oscillations of solar activity, the geomagnetic field, and the earth's rotation*, Solar Physics, Vol. 167, 427-439.
- Dunkerton, T. J., 1997, *The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation*, J. Geophys. Res., 102, 26,053-26,076.
- Ebdon, R. A., 1960, *Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and in 1958*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 86, pp. 540-542.
- Environmental Protection Agency, 2001, *Aire y Radiación, El Sol, la radiación ultravioleta y usted*, EPA-430-K-01-009.
- Falconer, K. J., 1985, *The Geometry of Fractal sets*, Cambridge Univ. Press.
- Farge, M., 1992, *Wavelet transforms and their applications to turbulence*, Annual Review of Fluid Mechanics 24, 395-457.
- Gallego, D., Ribera, P., Garcia-Herrera, R., Hernandez, E., Gimeno, L., 2005, *A new look for the Southern Hemisphere jet stream*, Climate Dynamics, Volume 24, Number 6, 607-621.
- Gilman, D. L., Fugliste, E. J., Mitchell, J. R., 1963, *On the power spectrum of Red Noise*, Atmospheric Sciences 20, 182-184.
- Giovanelli, R. G., 1984, *Secrets of the Sun*, Cambridge University Press.
- Glynn, P. W., D'Croz, L., 1990, *Experimental evidence for high temperature stress as the cause of El Niño-coincident coral mortality*, Coral Reefs, Vol. 8, 4, 181-191.

- Golub, L., Pasachoff, J. M., 1997, *The Solar Corona*, Cambridge University Press.
- Gómez-Gesteira, M., DeCastro, M., Álvarez, I., Gesteira, J., 2008, *Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985-2005)*. J. Geophys. Res., 113.
- González, G., Virgilio, A., Guerrero, G., 2001, *Fractales: Fundamentos y Aplicaciones Parte I: Concepción geométrica en las ciencias e ingeniería*, Ingenierías Vol. 4, Núm 10.
- Gray, W., 1988, *Environmental influences on tropical cyclones*, Aust. Meteor. Mag., 36, 3, 127-139.
- Grinsted, A., Moore, J., Jevrejera, S., 2004, *Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series*, Nonlinear Processes in Geophysics 11, 561-566.
- Gunson, J. R., Spall, S. A., Anderson, T. R., Jones, A., Totterdell, I. J., Woodage, M. J., 2006, *Climate sensitivity to ocean dimethylsulphide emissions*, Geophys. Res. Lett. 33, L07701.
- Hackel, H., *Nubes*, Barcelona: Omega, 2004.
- Hansen, J., 2009, *Storms of My Grandchildren: The Truth about the Coming Climate Catastrophe and Our Last Chance to Save Humanity*, Bloomsbury Publishing USA.
- Hardman-Mountford, N., Hirata, T., Richardson, K., Aiken, J., 2008, *An objective methodology for the classification of ecological pattern into biomes and provinces for the pelagic ocean*, Remote Sens. Environ., 112, 3341-3352.
- Hobbs, P., *Introduction to atmospheric chemistry*, Cambridge University Press, 2000.
- Hobbs, P., *Aerosol-cloud-climate interactions*, San Diego: Academic, 1993.
- Holton, J. R., Lindzen, R. S., 1972, *An updated theory for the Quasi-Biennial cycle of the tropical stratosphere*, Journal of the Atmospheric Sciences Vol. 29, 1076-1080.
- Holton, J. R., Tan, H. C., 1980, *The influence of the equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the global atmospheric circulation at 50mb*, Journal of Atmospheric Science. Vol. 37, 2200-2208.
- Hurst, H.E., 1951, *Long-term Storage of Reservoirs*, Transactions. The American Society of Civil Engineers 116.
- Kallenrode, M., 2004, *Space Physics: An introduction to plasmas and particles in the Heliosphere*, Springer-Verlag, 3-540-20615-5.
- Kane, R., 2005, *Differences in the quasi-biennial oscillation and quasi-triennial oscillation characteristics of the solar, interplanetary, and terrestrial parameter*, J. Geophys. Res., Vol. 110, 13.

- Kenneth, J., 1992, *Guide to the sun*, Cambridge University Press.
- Kristjánsson, J. E., Staple, A., Kristiansen, J., Kaas, E., 2002, *A new look at possible connection between solar activity, clouds and climate*, Geophys. Res. Lett., 29, 2107.
- Kettle, A. J., Andreae, M. O., Amouroux, D., et al., 1999, *A global data base of sea surface Dimethylsulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude and month*, Global Biogeochemical Cycles 13, 399-444.
- Kniventon, D. R., Todd, M. C., Sciare, J., Mihalopoulos, N., 2003, *Variability of atmospheric dimethylsulphide over the southern Indian Ocean due to changes in ultraviolet radiation*, Global Biogeochem. Cycles 17, 1096.
- Lang, R. K., 2008, *The Sun from space*, 2a Ed. Astronomy and Astrophysics library. Springer-Verlag, Germany.
- Larsen, S. H., 2005, *Solar variability, dimethylsulphide, clouds and climate*, Global Biogeochem. Cycles, 19, GB1014.
- Lean, J. R., Lee, G. J., Woods, H., Hickey, T. N., Puga, J., 1997, *Detection and parameterization of variations in solar mid- and near-ultraviolet radiation (200-400 nm)*, Geophys. Res. Lett. 102, 939-956.
- Lean, J., Cook, J., Marquette, W., Johannesson, A., 1998, *Magnetic sources of the solar irradiance cycle*, Astrophys. J., 492, 390-401.
- Lockwood, M., 2005, *Solar outputs, their variations and their effects on Earth*, in *The Sun*, Solar Analogs and the Climate, Saas-Fee Advanced Course 34, 109-306, Springer, the Netherlands.
- Longhurst, A., Sathyendranath, S., Platt, T., Caverhill, C., 1995, *An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data*, J. Plankton Res., 17, 1245-1271.
- Magaña, V., Pérez, J. L., Conde, C., 1998, *El fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur y sus impactos en México*, Revista Ciencias. Julio-Septiembre 51. 14-18.
- Mallat, S., *A wavelet tour of signal processing*, Academic Press, 637, 1998.
- Mandelbrot, B. y Van Ness, J., 1968, *Fractional Brownian Motion, Fractional Noises and Applications*, SIAM Review 10.
- Mandelbrot, B., 1972, *Statistical Methodology for Non-Periodic Cycles: from the covariance to R/S Analysis*, Annals of Economic Social Measurement 1.
- Mandelbrot, B., 1977, *Les objets fractals: forme, hazard et dimension*, Paris. Flammarion. 187 pp.

- Matsuno, T., 1966, *Quasi-geostrophic motions in the equatorial area*, J. Meteor. Soc. Japan, 44, 25-43.
- Mendoza, B., Velasco, V., 2009, *High-Latitude Methane Sulphonic Acid Variability and Solar Activity*, J. Atm. and Solar-Terr. Phys. 71, 33-40.
- Meyers, S. D., Kelly, B. G., O'Brien, J., *An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: with application to the dispersion of Yanai waves*, Mon. Weather Rev. 121, 2858-2866, 1993.
- Miller, A. J., Alexander, M. A., et al. 2003, *Potential feedbacks between Pacific Ocean ecosystems and interdecadal climate variations*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 84, 617-633.
- Naujokat, B., 1986, *An update of the observed Quasi-Biennial Oscillation of stratospheric winds over the tropics*, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 43, 1873-1877.
- Njau, E. C., 2006, *Solar activity, El Niño-Southern oscillation and rainfall in India*, Pakistan Journal of Meteorology, Vol. 3.
- Nuzhdina, M. A., 2002, *Connection between ENSO phenomena and solar and geomagnetic activity*, Natural Hazards and Earth System Sciences, 83-89.
- O'Dwyer J., Isaksson, E., Vinje, T., Jauhiainen, T., Moore, J., Pohjola, V., R. Vaikmäe, Van de Wal R. S., 2000, *Methanesulfonic acid in a Svalbard ice core as an indicator of ocean climate*, Geophysical Research Letters, Vol. 27, 1159-1162.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM), *Atlas Internacional de Nubes*, 1956.
- Payne-Gaposchkin, C., 1979, *Stars and clusters*, Harvard University Press.
- Peters, E., 1997, *Chaos and Order in the Capital Markets*, John Wiley-Sons.
- Pickard, G. L., 1975, *Descriptive Physical Oceanography*, Nueva York, Pergamon Press.
- Pidwirny, M., 2006, *Upper Air Winds and the Jet Streams*, Fundamentals of Physical Geography, 2nd Edition.
- Polygiannakis, J., Preka-Papadema, P., Moussas, X., 2003, *On signal noise decomposition of time series using the continuous wavelet transform: application to sunspot index*, Mon. Not. R. Astron. Soc., 343, 725-734.
- Proakis, J. G., Dimitris G. M., 1998, *Tratamiento Digital de Señales: Principios, Algoritmos y Aplicaciones*, Prentice Hall.

- Rodwell, M., Rowell, D., Folland, C., 1999, *Oceanic Forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European Climate*, Nature, 398, 320-323.
- Rogers, R., 1977, *Física de las Nubes*, Barcelona; México: Reverte.
- Rossow, W. B., Schiffer, R. A., 1999, *Advances in understanding clouds from ISCCP*, Bull. Am. Meteor. Soc. 80, 2261-2287.
- Rottman, G. J., Woods, T. N., McClintock, W., 2006, *SORCE solar UV irradiance results*, Advances in Space Research, Vol. 37, 201-208.
- Sarmiento, J. L., Gruber, N., Brzezinski, M. A., Dunne, J. P., 2004, *High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity*, Nature, 427(6969), 56-60.
- Savitskiy, G., Lessing, V., 1979, *Tropospheric jet streams in the Antarctic*, Polar Geography, Vol. 3, 3.
- Shaw, G. E., Benner, R. L., Cantrell, W., Veazey, D., 1998, *The regulation of climate: A sulfate particle feedback loop involving deep convection-An editorial essay*, Climate Change 39, 23-33.
- Simmons, A., 1978, *Some effects of meridional shear and spherical geometry on long stratospheric waves*, Vol. 104, Issue 441, pag. 595-614.
- Simó, R., Pedrós-Alió, C., 1999, *Role of vertical mixing in controlling the oceanic production of dimethyl sulphide*. Nature 402, 396-399.
- Simó, R., 2001, *Production of atmospheric sulfur by oceanic plankton: biogeochemical, ecological and evolutionary links*, Trends in Ecology and Evolution, Vol. 16, 287-294.
- Simó, R., Vallina, S. M., 2007, *Strong relationship between DMS and the solar radiation dose over the global surface ocean*, Science, 315, 506-508.
- Smith, T., Reynolds, R., Peterson, T., Lawrimore, J., 2008, *Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006)*. J. Clim., 17, 2466-2477.
- Strong, K. T., Saba, J. L. R., Haisch, B. M., Schmelz, J. T., 1999, *The many faces of the sun*, Springer-Verlag.
- Tascione, F. T., 1994, *Introduction to the space environment*, Krieger Publishing Company.
- Taylor, P. O., 1991, *Observing the Sun*, Cambridge University Press.
- Terradellas, E., Morales, G., Cuxart, J., Yagüe, C., 2001, *Wavelet methods: Application to the study of the stable atmospheric boundary layer under non-stationary conditions*, Dyn. Atmos. Oceans, 34, 225-244.

- Thuiller, W., Araújo, M., Pearson, R., Whittaker, R., Brotons, L., Lavorel, S., 2004 , *Biodiversity conservation: Uncertainty in predictions of extinction risk*, Nature 430, 02716.
- Toba, Y., 2003, *Ocean-Atmosphere interactions*, Terra Scientific Publishing Company, Kluber Academic Publishers.
- Toole, D. A., Siegel D. A., 2004, *Light-driven cycling of Dimethylsulfide (DMS) in the Sargasso Sea: Closing the Loop*, Geophys. Res. Lett., 31-9.
- Toole, D. A., Slezak, D., Kiene, R. P., Kieber, D. J., 2006, *Effects of solar radiation on dimethylsulfide cycling in the western Atlantic Ocean*, Deep-Sea Res. I, 53, 136-153.
- Torrence, C., Compo, G. B., 1998, *A practical guide to wavelet analysis*, Amer. Meteor. Soc. 79, 61-78.
- Trenberth, K. E., Timothy J. H., 1997, *El Niño and Climate Change*, Geophysical Research Letters ,Vol. 24, Iss. 23, pag. 3057-3060.
- Updegraff, I., Updegradd, R., 1982, *Mares y Océanos*, Barcelona, Teide.
- Vallina, S. M., Simó, R., Gassó, S., DeBoyer-Montégut, C. D., Jurado, E., Dachs, J., 2007, *Analysis of a potential "solar radiation dose-dimethylsulfide-cloud condensation nuclei" link from globally mapped seasonal correlations*, Global Biogeochemical Cycles 21.
- Van de Hulst, H. C., 1953, *The Sun*, Kuiper.
- Voss, R. F., 1988, *Fractals in Nature: from Characterization to Simulation, the Science of Fractal Images*, Peitgen, Heinz-Otto y Saupe, Dietmar editores. Springer-Verlag.
- Webb, D. F., Zirin, H., 1981, *Coronal loops and active region structure*, Solar Physics, Vol. 69, 99-118.
- Wolf, M., Hartmann, H. J., Koch, V., 1996, *A pilot trophic model for Golfo Dulce, a fjord-like tropical embayment*, Costa Rica. Rev. Biol. Trop. 44 (Suppl. 3): 215-231.
- Wolter, K., Timlin, M. S., 2011, *El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext)*, International Journal of Climatology, Vol. 31, 7, 1074-1087.
- Wyrтки, K., 1975, *Review on ocean-atmosphere interactions*, Reviews of Geophysics, Vol. 13, 3, 601-603.
- Zirin, H., 1988. *Astrophysics of the Sun*, Cambridge University Press.